



# Contribution à la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables.

Virginie Delorme-Laurent

## ► To cite this version:

Virginie Delorme-Laurent. Contribution à la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables.. Géomorphologie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2007. Français. NNT : . tel-00252974

**HAL Id: tel-00252974**

**<https://theses.hal.science/tel-00252974>**

Submitted on 12 Feb 2008

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT

N° attribué par la bibliothèque

## THESE

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

*Formation doctorale :*  
Géographie Physique et Humaine, Aménagement, Urbanisme.

Présentée et soutenue publiquement  
par

Virginie DELORME-LAURENT

le 30/11/2007.

<p><b>CONTRIBUTION A LA METHODE HYDROGEOMORPHOLOGIQUE DE DETERMINATION DES ZONES INONDABLES.</b></p>
--

### Tome I

#### JURY :

M.-J. PENVEN	Professeur à l'Université de Rennes II	Présidente du jury
M. FORT	Professeur à l'Université de Paris VII – Denis Diderot	Rapporteur
A. MARRE	Professeur à l'Université de Reims	Rapporteur
P. BONTE	Directeur de Recherche au LSCE (CNRS CEA)	Examineur
P. BUQUET	Directeur régional adjoint pour la région PACA en charge du développement eaux et environnement	Examineur
G. GARRY	Chargé de mission « risques », Ministère de l'équipement	Examineur
J.-L. BALLAIS	Professeur émérite à l'Université d'Aix-Marseille I	Directeur de thèse





---

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT

N° attribué par la bibliothèque

## THESE

Pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE I

*Formation doctorale :*  
Géographie Physique et Humaine, Aménagement, Urbanisme.

Présentée et soutenue publiquement  
par

Virginie DELORME-LAURENT

le 30/11/2007.

<p><b>CONTRIBUTION A LA METHODE HYDROGEOMORPHOLOGIQUE DE DETERMINATION DES ZONES INONDABLES.</b></p>
--

### Tome I

#### JURY :

M.-J. PENVEN	Professeur à l'Université de Rennes II	Présidente du jury
M. FORT	Professeur à l'Université de Paris VII – Denis Diderot	Rapporteur
A. MARRE	Professeur à l'Université de Reims	Rapporteur
P. BONTE	Directeur de Recherche au LSCE (CNRS CEA)	Examineur
P. BUQUET	Directeur régional adjoint pour la région PACA en charge du développement eaux et environnement	Examineur
G. GARRY	Chargé de mission « risques », Ministère de l'équipement	Examineur
J.-L. BALLAIS	Professeur émérite à l'Université d'Aix-Marseille I	Directeur de thèse

---

---

# REMERCIEMENTS

Par où commencer ? Tout au long de ces années, tellement de personnes ont apporté leur pièce à l'édifice qu'il va m'être impossible de ne pas commettre d'impair et d'en oublier quelques-unes. Pour ceux que j'oublierais, pardonnez-moi.

Cette thèse était un rêve qui se réalise enfin, mais sans vous tous, je n'aurai jamais pu y arriver. Cet objectif que je me suis fixé, je l'ai atteint et une partie de ma vie s'achève. Je tiens vraiment à remercier tout le monde pour m'avoir aidé dans cette réalisation mais aussi pour m'avoir aidé à me construire, à me trouver « moi » à travers mes recherches de niveaux intermédiaires.

M. BALLAIS, depuis bientôt 7 ans, vous m'avez donné goût à la géomorphologie. Vous m'avez permis de faire cette thèse, de décrocher une allocation régionale, d'enseigner. Puis, tout au long de nos travaux, vous m'avez guidée, orientée, aidée, soutenue, rassurée pendant les moments de doute, supportée (ce n'est pas toujours une mince affaire !). Grâce à vous, je suis allée au bout de mon rêve. Mon vocabulaire n'est encore pas assez riche pour exprimer toute ma gratitude et le bonheur que j'ai à travailler avec vous. Merci pour tout.

Merci à Mesdames FORT et PENVEN et Messieurs BONTE, BUQUET, GARRY et MARRE d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

Merci à Laurent LABAT et Han, aux imprimeries de l'Est pour m'avoir fait ce magnifique cadeau d'imprimer et de relier ma thèse.

Merci à Mme BALLAIS, pour son aide sur le terrain et pour ses conseils avisés.

Merci à Romain GUILLON et à Sylvain CHAVE d'avoir répondu présent à chacune de mes sollicitations. Merci pour tous vos conseils avisés, pour les données que vous avez mises à ma disposition et pour toute l'aide que vous m'avez apportée.

Merci à Claude COSANDEY pour ses indications hydrologiques.

Merci à Philippe BONTE pour son aide pour les datations isotopiques.

Merci à Francès et Martin WILLIAMS pour leur aide dans les datations OSL, pour leurs précieux conseils et pour la rapidité des résultats.

Merci à Jean-Louis, sauveur de tous les instants. Tu as été un super soutien moral et logistique. Toujours une bonne idée pour débloquer les problèmes les plus ardues. Merci encore à toi et ta petite femme pour votre motivation, page par page, jour après jour même lorsque vous aviez bien d'autres choses à faire, vous avez toujours eu une pensée pour moi (vive le chocolat !). Votre soutien moral a été décisif dans la dernière ligne droite de ce projet, pas toujours évidente à gérer mais en même temps CLJMPL !

Merci à mes collègues de la fac d'Aix en Provence, je pense plus particulièrement à ceux avec qui j'ai travaillé pendant mes trois ans de monitorat. Certains m'ont encadré, d'autres m'ont aidé dans l'élaboration de mes TD. Il s'agit d'Hélène BRUNETON, François SABATIER, Clément BOUTTERIN, Benoît DEVILLERS, Marie GOIFFON, Jennifer HURLEY, Julie FRICHETEAU, Adrien LAMBERT, Olivier VINCENT, Ludovic

MOCOCHAIN. Merci également aux secrétaires : Annie-Paule GAUTHIER et Mireille GAUTHIER, merci à Jocelyne BARNABE, et à Carole SEVIN (super bibliothécaire qui trouve toujours tout), ces dames m'ont bien souvent rendu les tâches administratives plus faciles.

J'ai également une pensée pour tous les anciens membres du CEGA : Sylvain CHAVE, Christophe ESPOSITO, Amor ZAGHDOUD (même si on a failli se perdre dans le désert tunisien), Marpirat WULAMU, Arezki HAMMOUM, Aude MONTAGNE, Ouerdia TOUABI, et tous ceux que j'oublie.

Je remercie également Edouard SPIERS, géologue qui est venu faire son stage chez nous, découvrir la géomorphologie fluviale. Nous avons travaillé ensemble quelques temps et au-delà du travail réalisé sur la Cèze, il est devenu un ami.

J'ai une pensée pour mes collègues du CIES, avec lesquels j'ai réalisé un projet pluridisciplinaire qui a souvent été l'excuse pour se retrouver dans un café et rigoler. Malgré tout, nous sommes arrivés au bout du projet. Merci à Carine PIANELLI, Claude-Albéric MAETZ, Sophie FLORIS, Marion DOVIS, Laura LANTEAUME.

Merci aux Rémois qui m'ont accueillie comme ATER avec un clin d'œil particulier à M. AREZKI qui a sauvé mon disque dur et aux étudiants avec qui il fut bien agréable de travailler.

Merci aux géomorphologues en herbe qui sont venus passer quelques heures pour certains et de longues journées pour d'autres avec moi dans le laboratoire pour finir des granulométries de dernière minute. Merci donc à Nicolas BOLLOT, Cédric BRIARD, Emilie GERNEZ, Charlotte ZIMMER et surtout à Stéphanie BOSSERELLE, Boris CALLOT, Geoffroy GOBANCE et Cédric MARTIN.

Merci également à Olivier VENTO (BCEOM) et Olivier PAYRASTRE (SPC Grand Delta) pour leur aide dans mes recherches de données hydro et de levées topographiques.

Je remercie également mes Zamis avec un grand « Z ». Ils sont peu nombreux et n'ont pas forcément participé à ce projet mais ils m'ont permis de décompresser quand cela était nécessaire, m'ont supportée dans les moments de doute, ils sont des Zamis tout simplement. Je pense à Dimitri (the best !!! Comme tu fais c'est bien !), Ah ! Ce M. NEVIERE, toujours là quand on a besoin de lui. Merci d'exister, des personnes comme toi, il en existe peu et je suis heureuse que tu fasses partie de ma vie. Je pense aussi à Céline (sur qui je peux toujours compter et à qui la réussite finira par sourire) et Aurélie (the blonde with a brain : si ! si ! Ca existe !).

Je ne peux conclure sans penser à ma famille, présente à tous les instants de joie, de déception, de grande motivation et de grand désespoir !!! Merci maman, d'avoir toujours été là pour m'aider à remonter, d'avoir soutenu mes choix et d'être ma maman. Cette réussite, je l'ai eu grâce à toi et pour toi, pour que tu sois fière de moi et surtout pour que tu ne te fasses pas de soucis pour moi. Merci à ma sœur et à mon petit frère (le deuxième homme de ma vie), à Mickaël, aux parents de Florent, à son frère et un petit clin d'œil à la nouvelle merveille de la famille : Evan.

Une petite pensée pour Mindel (mon bébé...chien). Elle est restée des heures durant à me regarder taper sur ce clavier, à me câliner pendant les pauses...bon à faire quelques bêtises parfois mais elle est tellement adorable !

Pour finir, je tiens à remercier Florent, mon mari. Comment tout ceci aurait-il été possible sans toi ? Merci d'exister, d'être là jour après jour, de me soutenir sans cesse et de croire en moi. Merci pour ce rêve que tu m'as aidé à réaliser. Merci également pour ton soutien logistique : comment aurais-je pu faire de si belles cartes sans toi ? Merci pour ton œil critique sur mon travail et pour tes relectures. Aucun mot ne sera assez fort pour te remercier comme il se doit donc je ne m'épancherais pas davantage. Toi seul sais vraiment ce que ma thèse représente à mes yeux et mes remerciements sont à la hauteur de la joie que la fin de ce travail m'a apportée.

Merci donc à tous ceux que j'ai cités (à ceux que j'ai dû oublier), merci à ceux qui m'ont soutenue et à ceux qui ne m'ont pas facilité les choses car ils m'ont rendue plus forte et m'ont appris la dure réalité de la vie.

---

---

# SOMMAIRE

Remerciements .....	3
Sommaire .....	7
Introduction : .....	9
du constat de l'efficacité de la méthode hydrogéomorphologique à la nécessité de son amélioration.....	9
1. Du constat d'efficacité... ..	12
2. ...à l'amélioration nécessaire .....	20
3. Plan.....	30
Chapitre 1 : Des bassins- versants du Midi méditerranéen français .....	31
1. L'échelle régionale : le choix du Midi méditerranéen français.....	35
2. Descriptions des bassins-versants .....	40
Chapitre 2 : La méthodologie.....	91
1. Les méthodes de terrain d'acquisition de données .....	94
2. Les analyses sédimentologiques.....	99
3. Les datations.....	113
4. La modélisation du débit morphologique et le calcul de la pluie brute qui pourrait générer ce débit .....	128
5. Représentation synthétique des méthodes utilisées.....	132
Chapitre 3 : La morphologie de la plaine alluviale est conditionnée par les mécanismes hydrologiques .....	133
1. Le problème de l'identification des lits mineurs de différents styles fluviaux .....	135
2. Réalité hydrologique des différents niveaux des plaines alluviales et justification de la présence des talus .....	148
Chapitre 4 : Les contacts entre la zone inondable et l'encaissant .....	169
1. L'effacement de la limite externe.....	172
2. Les niveaux topographiques intermédiaires .....	240
Conclusion et perspectives .....	363
Références bibliographiques .....	379
Table des matières .....	404
Table des figures .....	416
Table des photos.....	424
Table des tableaux.....	428
Table des annexes.....	431



---

---

INTRODUCTION :

DU CONSTAT DE L'EFFICACITE DE LA  
METHODE HYDROGEOMORPHOLOGIQUE A LA  
NECESSITE DE SON AMELIORATION



*Photo 1 :      Crue de septembre 2002 de la Cèze, au pont de Chusclan.*  
Source : Cliché pris par M. Bert, le 9 septembre 2002.



La méthode hydrogéomorphologique est née de la nécessité de mieux gérer les zones exposées aux inondations. Le but étant de réduire la vulnérabilité de certains espaces ou de les préserver du risque en y maîtrisant l'urbanisation, et pour d'autres, de les affecter à l'expansion des crues. Il s'agit d'une approche naturaliste qui permet de mettre en évidence des unités géomorphologiques façonnées par l'eau qui marquent les limites potentielles d'une crue prochaine. Dans un premier temps, un bilan de cette méthode sera fait afin de présenter ses bases à partir de l'ouvrage de 1996 (Masson *et al.*, 1996) qui en constitue le premier exposé méthodologique complet. Cet ouvrage a été suivi par la publication d'articles qui confirment l'efficacité et la nécessité de cette méthode (Chave, 2002 ; Garry *et al.*, 2002 ; Ballais *et al.*, 2005 ; Ballais, 2006). Mais au-delà du bilan positif de l'évolution de la place de cette méthode dans l'étude des inondations, ces articles montrent-ils une/des évolution(s) des fondements méthodologiques ? Dans un deuxième temps, il sera donc nécessaire de critiquer certains points afin de démontrer l'importance des améliorations proposées.

# 1. Du constat d'efficacité...

Dans un premier temps, un bilan sur la méthode hydrogéomorphologique est proposé. Celui-ci reprendra les fondements méthodologiques et les outils nécessaires à la cartographie des zones inondables. En effet, il est nécessaire de faire un point sur cette méthode afin de voir quelles sont les améliorations qui seront apportées. Un bref historique sera également envisagé car même si des améliorations sont encore nécessaires pour parfaire son efficacité, la méthode hydrogéomorphologique n'a cessé de progresser depuis 1983.

## 1.1. La cartographie des zones inondables par la méthode hydrogéomorphologique

L'approche hydrogéomorphologique correspond à une « *première phase d'analyse des milieux naturels et anthropisés des vallées, qui vise à mettre en évidence les différents lits du cours d'eau, les diverses implantations susceptibles de perturber les écoulements, et à en déduire les zones inondables, ainsi que les valeurs approchées des paramètres physiques des inondations* » (Masson *et al.*, 1996). Dans l'état actuel des connaissances, elle n'est pratiquée qu'en France. Ses bases conceptuelles simples figurant dans tous les manuels de géomorphologie (Coque, 1993), ne correspondent pas au découpage reconnu généralement, en particulier par l'école anglo-saxonne, qui ne distingue que « *channel* » et « *flood plain* ». La détermination des zones inondables d'un cours d'eau s'effectue donc dans un premier temps par la détermination de critères géomorphologiques afin de définir les différents lits fluviaux. Puis, d'autres critères sont pris en compte afin de compléter cette première lecture du paysage qui nécessite l'utilisation de trois principaux outils.

### 1.1.1. Les critères d'identification des zones inondables

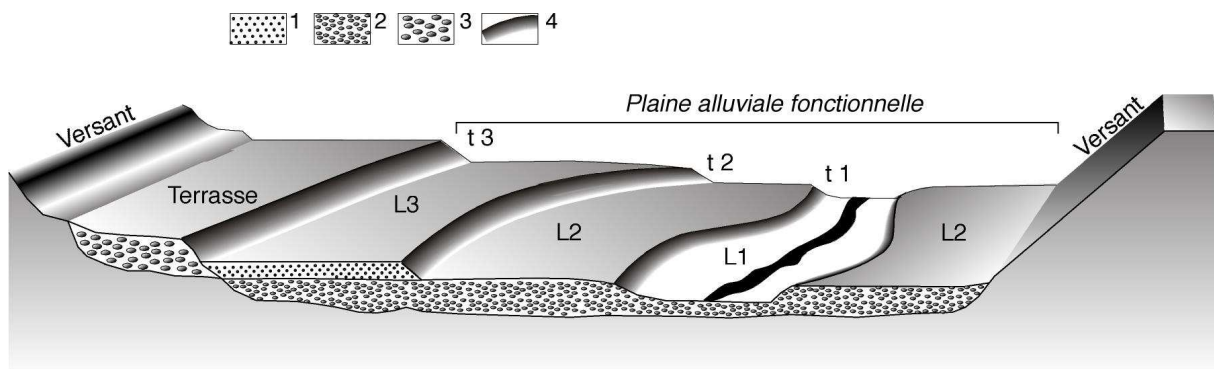
Le fond d'une vallée alluviale peut être décrit comme la juxtaposition de formes actives et de formes non actives. C'est à partir du cas le plus général, c'est-à-dire celui de la zone de transfert (Schumm, 1977), et pour un cours d'eau d'ordre 3 à 4 (Strahler, 1952) au minimum que le modèle théorique (figure 1) a été élaboré. Grâce à ce modèle, quelques constatations d'évolution entre 1983 et 2007 peuvent d'ores et déjà être mises en évidence. En effet, l'ouvrage de 1996 destiné à un public de non-spécialistes et notamment d'ingénieurs hydrauliciens ou de géologues, a donc un vocabulaire adapté à ce public.

Aujourd'hui, certains termes ont été corrigés afin de respecter la rigueur scientifique. Le premier exemple est le remplacement du mot « *moderne* » dans l'expression « *plaine alluviale moderne* » par le mot « *fonctionnelle* ». En effet, « *moderne* » avait été utilisé afin d'insister sur le caractère récent des dépôts en opposition aux dépôts d'âge géologique.

Les différents lits du cours d'eau : lits mineur, moyen, majeur constituent la plaine alluviale fonctionnelle. Cette dernière est donc délimitée par des formes non actives qui sont soit héritées du fonctionnement passé du cours d'eau (les terrasses alluviales sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement) soit des formes et formations qui peuvent être liées à la

présence du substrat ou à la présence d'un versant. Ces formes et formations non actives constituent l'encaissant (Lambert et Prunet, 2000). En utilisant le terme « fonctionnelle » pour désigner la part de la plaine alluviale soumise aux inondations, il est fait référence au fonctionnement actuel du cours d'eau. En effet, cela ne signifie pas que les autres formes et formations ne sont pas fonctionnelles mais, que leur fonctionnement est lié à d'autres dynamiques que celles du cours d'eau.

Nous nous attacherons à préciser les critères géomorphologiques ainsi que les autres critères permettant de définir les unités fonctionnelles et non fonctionnelles. En effet, la végétation, l'occupation des sols, la localisation des constructions anciennes, l'organisation de l'exploitation agricole, la structure du parcellaire ou bien la localisation des vestiges archéologiques et historiques sont autant d'indicateurs qui permettent de compléter les critères géomorphologiques afin d'identifier les différentes unités des plaines alluviales.



**Figure 1 : Relations topographiques entre les lits.**

1 - limons de crues ; 2 - alluvions sablo-graveleuses de plaine alluviale fonctionnelle ; 3 - alluvions sablo-graveleuses de terrasse alluviale ; 4 - talus ;

L1 – lit mineur ; L2 – lit moyen ; L3 – lit majeur ;

t1 – limite des crues non débordantes ; t2 – limite du champ d'inondation des crues fréquentes ; t3 – limite du champ d'inondation des crues exceptionnelles.

Source : Ballais *et al.*, 2005.

#### 1.1.1.1. Les unités fonctionnelles

##### 1.1.1.1.1. Le lit mineur

Le lit mineur, lit le plus facilement identifiable sur le terrain est constamment occupé par les écoulements (Bravard et Petit, 1997), sauf exception, comme dans le cas des oueds (Ballais, 1995 ; Veyret, 1998). Il est en général bien délimité entre des berges souvent abruptes.

Selon le régime hydrologique des cours d'eau, l'identification du lit mineur peut être délicate. En effet, dans le cas de cours d'eau à régime contrasté, comme cela est le cas pour les rivières alpines et méditerranéennes, on constate la présence d'un chenal d'étiage étroit, compris à l'intérieur du lit mineur dans lequel il forme souvent des sinuosités. Les cours d'eau méditerranéens connaissent des débits de crue importants et des débits d'étiage très faibles. L'eau n'occupe pas toujours la totalité du lit mineur. Il ne faut donc pas confondre chenal d'étiage et lit mineur.

Le lit mineur n'est que peu ou pas colonisé par la végétation aérienne en raison de la fréquence de l'écoulement des eaux. La végétation ne dépasse donc pas le stade pionnier de la ripisylve (Peiry et Pupier, 1994). Les lits mineurs présentent des plages de galets souvent colonisées, de façon sporadique, par des espèces herbacées. Les alluvions du fond du lit constituent donc la principale rugosité. Le courant est donc relativement rapide et sa compétence élevée, ce qui permet le transport d'éléments grossiers.

Il est nécessaire de caractériser le style fluvial du cours d'eau afin de préciser la compétence de celui-ci. Les styles envisagés dans l'ouvrage de 1996 étaient les styles méandrique, tressé et anastomosé (Tricart, 1960). Le lit mineur présente donc des formes actives de la dynamique fluviale, en évolution permanente, caractérisées par une continuité amont-aval, une répétitivité morphologique du système seuil-mouille, et un profil longitudinal irrégulier. Le lit mineur est donc facilement identifiable mais la cartographie des différents chenaux qui peuvent le composer est illusoire du fait de leur grande mobilité.

#### 1.1.1.1.2. Le lit moyen

Le lit moyen succède transversalement au lit mineur duquel il est séparé par un talus. Topographiquement, c'est un niveau situé à une altitude comprise entre celle du lit mineur et celle du lit majeur. Il est modelé par les crues fréquentes, avec des périodes de retour de un à cinq ans, voire 10 ans selon Masson *et al.* (1996).

Bien caractérisé dans les régions à pluviométrie contrastée et dans les traversées de piémonts de massifs montagneux, il ne se distingue pas toujours nettement du lit majeur dans le cas de rivière de plaine sous climat à pluviométrie plus régulière.

Cette surface horizontale ou subhorizontale a, dans son détail, une topographie très irrégulière. Cette irrégularité est due à la présence de chenaux de crue formés par les courants provenant du lit mineur. Ces chenaux sont tantôt des formes d'ablation, toujours en incision, et tantôt des formes en cours de comblement. Les dynamiques alluviales possibles sur cette surface sont donc multiples. Il peut y avoir des courants très forts dans les chenaux et des courants beaucoup plus faibles en dehors des chenaux. Les différentes dynamiques qui permettent la formation de cette unité influent sur sa granulométrie. En général, la base des chenaux est constituée de matériaux très grossiers, déposés au maximum de la crue. Ces dépôts grossiers sont parfois recouverts par des dépôts de fin de crue, c'est-à-dire de limons et d'argiles. La formation qui constitue les lits moyens est donc hétérométrique, allant du très grossier aux particules les plus fines.

Dans l'ouvrage de 1996, le rôle de la végétation semble primordial car elle introduit une rugosité et sert de « peigne » qui ralentit le courant. D'après Masson *et al.* (1996), « *la compétence est beaucoup plus faible dans le lit moyen et la différence avec le lit mineur est d'autant plus grande que la végétation est abondante dans le lit moyen* ». La végétation peut permettre également d'identifier facilement le lit moyen puisqu'il est généralement caractérisé par la présence d'une ripisylve dense et développée. Il s'agit d'essences hygrophiles comme les peupliers, les aulnes ou les saules. Le lit moyen reste par ailleurs un espace encore peu soumis à l'urbanisation, même si plusieurs cas ont déjà été répertoriés (Pertuis et Vaison-la-Romaine).

#### 1.1.1.1.3. Le lit majeur

Le lit majeur succède transversalement au lit moyen. Le lit majeur, en profil transversal, est une surface horizontale ou subhorizontale, séparée du lit moyen par un talus. Il est caractérisé par des profils transversaux très réguliers, à la topographie faiblement inclinée. Sa morphologie est en général beaucoup plus simple que celle d'un lit moyen. Il n'est recouvert que par les crues les moins fréquentes et les courants qui atteignent cette surface sont généralement faibles. La lame d'eau est donc bien moins importante que dans les lits moyen et mineur, ce qui ne permet pas le transport d'éléments grossiers. D'une façon générale, le lit majeur est constitué d'éléments fins ce qui est lié au dépôt des matières en suspension en fin de crue. Son identification est également permise par la continuité amont-aval de la forme car, contrairement au lit moyen, c'est un lit continu le long du cours d'eau, même si parfois il peut ponctuellement disparaître dans les rives concaves des méandres ou lors de l'incision du substratum par le cours d'eau, empêchant ou réduisant ses possibilités de formation. Le lit majeur peut être affecté par de légères dépressions, correspondant à des chenaux. Dans ces derniers, la dynamique est plus forte et on peut y trouver une granulométrie plus grossière.

La limite externe du lit majeur permet de définir la courbe enveloppe des plus grandes crues passées, c'est-à-dire la limite de l'extension maximale des crues, et donc la limite de la zone inondable. La limite externe du lit majeur est celle qu'il faut connaître avec un maximum de précision. Ainsi, il s'agit bien du lit majeur géomorphologique (Nanson et Croke, 1992 ; Beltrando, 2004 ; Cosandey, 2003) qui doit être soigneusement distingué du lit majeur hydrologique (Bravard et Petit, 1997). Déterminer la zone inondable pour un cours d'eau revient donc à déterminer les limites de son lit majeur (Ballais *et al.*, 2005).

Les dépôts fins de lit majeur ont des couleurs souvent sombres, dues à la richesse en matière organique et aux phénomènes de réduction alors que l'encaissant, mieux oxygéné, se caractérise par des dépôts ocres, plus clairs. Ils font de cette surface une unité très fertile qui était initialement occupée par la ripisylve. Cependant, du fait de cette fertilité, le lit majeur fait depuis longtemps l'objet d'une mise en culture systématique, éradiquant pratiquement la végétation spontanée.

#### 1.1.1.2. Les unités non fonctionnelles

Dans l'ouvrage de 1996 et les articles qui ont suivi, l'encaissant n'est pas traité en tant que tel. Ce qui est déterminant dans l'étude hydrogéomorphologique d'un cours d'eau, c'est la présence du talus, généralement net, qui sépare les unités fonctionnelles de l'encaissant. C'est donc par l'étude de ce talus qu'il est fait référence à l'encaissant. Il peut s'agir d'un talus d'érosion pléistocène supérieure/holocène souvent abrupt, mais qui peut être masqué par des matériaux liés à l'évolution de l'encaissant (terrasse alluviale ou substratum généralement) et en particulier par des apports colluviaux. Par déduction, les unités non fonctionnelles sont des terrasses pléistocènes, des versants rocheux ou des colluvions.

Les terrasses alluviales sont des niveaux topographiques plus ou moins anciens, qui sont le témoin de l'hydrodynamisme passé. De ce fait, ces surfaces ne sont plus inondables (Coque, 1977 ; Campy et Macaire, 1989). Les dernières terrasses alluviales généralisées, dans



la zone tempérée et le domaine méditerranéen, se sont accumulées pendant la dernière période froide (Pléistocène supérieur). Cette dernière accumulation caillouteuse a été entaillée au passage de la période glaciaire à la période interglaciaire, devenant ainsi une terrasse alluviale. C'est dans cette entaille que se sont en général développées les plaines alluviales fonctionnelles des cours d'eau. Certaines rivières présentent également l'accumulation d'une seule terrasse, préhistorique, ou de deux terrasses, dont une historique (Ouvèze à Vaison-la-Romaine (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993), Bayon à l'est d'Aix en Provence (Ballais et Crambes, 1992)). Cependant, ni l'ouvrage de 1996 ni les différents articles postérieurs ne caractérisent ces terrasses holocènes.

Les versants rocheux sont plus ou moins abrupts et sont taillés dans le substratum dans lequel la vallée est encaissée.

Les colluvions sont des dépôts de versant. Leur nature lithologique est variée et liée au substrat qui les alimente. Elles n'ont pas de structure nette, sont très hétérométriques et, leur matrice est fine et abondante. Elles sont très souvent polygéniques (Campy et Macaire, 1989). Elles masquent parfois le substratum en pied de versant, et recouvrent des niveaux de terrasses. Elles introduisent souvent une incertitude quant à la limite de la zone inondable puisque le contact entre le lit majeur et la terrasse n'est plus net (marqué par un talus). Souvent le colluvionnement se traduit par de longs versants de raccordement. Dans l'ouvrage de 1996, il est signalé qu'une attention particulière doit être portée aux colluvions. En effet, même si elles ne peuvent être confondues avec les alluvions, car elles n'en ont ni l'organisation structurée en lits ou en lentilles, ni le façonnement : l'arrondi fluvial, leur distinction peut parfois être délicate.

### 1.1.2. Les outils de la cartographie hydrogéomorphologique

Les principaux outils qui permettent l'établissement de cartographies hydrogéomorphologiques sont l'interprétation stéréoscopique des photographies aériennes et les observations de terrain. Cependant, d'autres moyens techniques sont parfois nécessaires afin d'acquérir des données. Ces moyens doivent toutefois rester modestes puisque la méthode hydrogéomorphologique doit avoir un coût le plus faible possible (voir 1.1.3.).

Les cartes topographiques sont donc le premier support nécessaire à la localisation des informations. Il s'agit de cartes IGN (Institut Géographique National) à 1/25 000, qui existent sur tout le territoire national. De plus, ces cartes existent également en format numérique et sont appelées Scan 25. Outre le rôle de support pour la cartographie et de repérage géographique, elles permettent de fournir des informations spécifiques utiles à la cartographie des zones inondables. Elles renseignent par exemple sur la présence de talus, sur la toponymie et sur l'occupation des sols. Si l'on tient compte de l'imprécision relative en altimétrie, les points cotés et les courbes de niveau peuvent également servir d'indicateurs. Leur imprécision est de l'ordre d'un mètre pour les premiers et de trois mètres pour les secondes. L'existence de cartes anciennes, y compris celle de Cassini, qui sont toujours éditées par l'IGN, permet de travailler sur la dynamique de la plaine alluviale et l'évolution dans le temps des tracés du lit mineur.

Les cartes géologiques qui couvrent l'ensemble du territoire national à 1/50 000 fournissent des informations sur la constitution géologique des bassins-versants, conditionnant en particulier la perméabilité du substratum. De même, elles renseignent parfois

sur l'organisation de la plaine alluviale (différenciation entre alluvions récentes et terrasse pléistocène par exemple).

Malgré les progrès de l'imagerie satellitaire, l'interprétation stéréoscopique de photographies aériennes reste l'outil essentiel de la cartographie des zones inondables. En effet, ce système permet de couvrir des longueurs de cours d'eau importantes en un temps limité. Il faut alors utiliser des lunettes stéréoscopiques ou un stéréoscope à miroirs. À partir des photographies aériennes, une première cartographie peut donc être élaborée. Mais il est nécessaire de compléter ce travail.

En effet, les observations de terrain restent essentielles. Les ombres portées, la présence d'une végétation dense masquant les formes à interpréter peuvent provoquer des erreurs ou laisser des incertitudes. L'échelle des photographies aériennes peut également poser problème car elle peut être en inadéquation avec la taille des formes à interpréter. Plus le rang du cours d'eau sera faible plus l'interprétation des photographies aériennes sera difficile et nécessitera une investigation de terrain plus longue.

Une recherche d'archives est susceptible de fournir des informations précieuses sur les crues enregistrées dans le passé. L'analyse des archives départementales et communales qui ont parfois conservé la mémoire d'événements hydrologiques marquants peut permettre dans certains cas de confirmer le caractère inondable d'une portion de plaine alluviale fonctionnelle.

Il est à présent nécessaire de dresser un bref historique de la méthode afin de constater les évolutions tant dans la perception de l'utilisation de cet outil pour la cartographie des zones inondables que dans les fondements méthodologiques.

### 1.1.3. Historique de la méthode

Apparue dans un cadre non-universitaire, au sein du Ministère de l'Équipement (Masson, 1983) pour répondre à des besoins d'application dans le cadre de la problématique des catastrophes et risques naturels qui avait été posée par la loi Tazieff relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles (13 juillet 1982), la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables (Masson *et al.*, 1996) s'inspire très largement des principes de la carte géomorphologique de la France à 1/50 000 proposée par Tricart et Joly (RCP 77, 1970). Les cartographies obtenues succèdent ainsi à la première génération de cartes qualitatives réalisées sur les fleuves puis les principaux cours d'eau, en application du décret-loi de 1935 sur les Plans de Surfaces Submersibles (PSS). La Géomorphologie a ainsi été valorisée car elle a permis le développement de l'approche hydrogéomorphologique sous sa forme actuelle, répondant ainsi à la nécessité de développer une méthode d'exécution rapide permettant une généralisation selon de brefs délais au territoire national. Pour mieux comprendre les contraintes et les orientations de travail que nous nous sommes parfois imposées, il est nécessaire de garder ceci à l'esprit : la méthode développée doit avant tout être rapide d'exécution (donc avoir des coûts en temps et financier limités) et généralisable. En effet, la méthode hydrogéomorphologique a été développée dans un premier temps en réaction à l'utilisation systématique des études « lourdes », fondées sur des modélisations mathématiques. Toutes les communes affectées par un ou plusieurs risques naturels devaient être pourvues d'une cartographie précise qui permettrait de réglementer l'occupation des sols (Ballais *et al.*, 2005). Mais les modélisations sont longues à mettre en

œuvre, coûteuses, parfois disproportionnées par rapport aux besoins et le manque d'instrumentation de certains bassins-versants introduit de lourdes incertitudes quant à la validité des résultats obtenus. L'analyse qualitative apparaît alors comme un moyen d'améliorer les études et de pallier en partie les insuffisances d'une stricte modélisation.

C'est dans ce contexte que dès 1983, la cartographie hydrogéomorphologique émerge (Masson, 1983 ; Garry, 1985). Cependant, ce qui lui a permis d'atteindre son essor actuel, c'est avant tout l'évolution de la perception des acteurs. En effet, les premières applications de la méthode sur le Buëch (Alpes-de-Haute-Provence), le Gardon (Gard) et l'Hérault (Hérault) ne trouvent pas de réels échos dans les différents services ministériels ainsi que dans la communauté scientifique. Ce sont les cartographies suivantes sur le Lez (Hérault), l'Ouvèze (Vaucluse), le Lot à Mende qui, suite aux catastrophes, vont permettre un changement. En effet, une bonne adéquation entre les limites définies par la méthode hydrogéomorphologique et celles atteintes par les crues rares et exceptionnelles a été constatée. Dès lors (1994), la méthode est préconisée dans l'établissement des Atlas de Zones Inondables (AZI) puis en 1995, dans l'établissement des cartographies relatives à l'établissement des Plans de Prévention des Risques. L'approche hydrogéomorphologique et la modélisation hydraulique ne sont plus perçues comme deux approches en concurrence mais totalement complémentaires (ce qui est démontré par la thèse de Sylvain Chave, 2003).

Les différentes catastrophes survenues depuis (1999, 2002, 2003) n'ont fait que confirmer l'efficacité (qui sera abordée par la suite) de la méthode ce qui a continué de susciter l'intérêt de l'Etat (objet de la note de la DPPR/SDPRM du 12 septembre 2002) qui affiche sa volonté de généraliser son application au territoire français. Dorénavant, les études sont ainsi engagées dans un ordre logique de complexité croissante, du qualitatif au quantitatif, et développées jusqu'à ce que la précision des résultats soit en accord avec les attentes et les enjeux (Garry et Graszko, 1999). La carte hydrogéomorphologique devient notamment un document de base des PPR Inondations.

Cette volonté a également été celle des chercheurs français qui, sous l'impulsion de Jean-Louis BALLAIS se sont réunis en un groupe de travail en hydrogéomorphologie au sein du Groupe Français de Géomorphologie afin de confronter les résultats obtenus dans les différentes régions françaises. De même, pour pallier le manque de quantification, une thèse qui couple l'hydrogéomorphologie et l'hydraulique a été soutenue en 2003 par Sylvain Chave (Chave, 2003).

## 1.2. Une efficacité attestée

Comme cela a été vu précédemment, la méthode hydrogéomorphologique a longtemps été considérée comme naturaliste et donc insuffisamment basée sur les sciences dites exactes par les hydrauliciens et les aménageurs. Les catastrophes successives ont permis de démontrer son efficacité dans le diagnostic du risque d'inondation. Les cartographies réalisées pour la vallée de l'Eze, sur les communes de Pertuis et la Tour d'Aigues (Vaucluse) ont été confirmées par les inondations de 1993. Ce fut également le cas pour celles du Lot sur la commune de Mende avec les inondations de 1994, celles de l'Agly sur les communes de Rivesaltes et de Saint-Laurent de la Salenque (Pyrénées-Orientales), avec les inondations de 1999 (rapports d'études non publiés, CETE Méditerranée). La délimitation des zones inondables qui avait été réalisée avant la catastrophe a été confirmée en tout point par les observations postérieures à la crue (Garry *et al.*, 2002). Cependant pour l'Eze et le Lot, la crue

observée ne correspondait qu'à une fréquence cinquantennale ou centennale. La limite du lit majeur géomorphologique n'avait pas été atteinte.

L'étude de Sylvain Chave sur sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois confirme la pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles (Chave, 2002). Dans cette étude, la cartographie a été effectuée postérieurement aux inondations de 1999 mais dans la stricte application des principes de la méthode hydrogéomorphologique. Elle a été réalisée à partir de l'interprétation des photographies aériennes à 1/15 000 prises par l'IGN quelques jours après l'événement. Cette cartographie a ensuite été comparée à celle effectuée par les Directions Départementales de l'Équipement (DDE) à partir des relevés de laisses de crue et des Plans de Surfaces Submersibles (PSS), établis à la suite des grandes crues de 1896, 1930 et 1940, qui ont affecté diverses parties du territoire concernées par les crues de novembre 1999. Cette comparaison a été établie sur un linéaire de 350 km de cours d'eau. Il y a une concordance entre les limites externes du lit majeur et les limites atteintes par la crue qui concerne 87,5 % du linéaire étudié. Pour les 12,5 % du linéaire restant, l'inondation a dépassé la limite du lit majeur géomorphologique. L'interprétation de ces débordements permet de dire qu'ils sont liés à la présence d'obstacles à l'écoulement des eaux dans 31,46 % des cas, à des erreurs de cartographie dans 45,72 % des cas et seulement pour 17,49 % au dépassement de la limite du lit majeur sur son versant de raccordement avec les terrasses alluviales.

Le même type d'étude a été mené par Christophe Esposito après les inondations de septembre 2002 dans le bassin-versant du Gardon (Esposito, 2003). Il obtient alors les mêmes ordres de grandeur (Chave *et al.*, sous presse).

---

## 2. ...à l'amélioration nécessaire

Malgré la grande efficacité de la méthode hydrogéomorphologique et des améliorations substantielles qu'elle a subies entre 1983 et 2007, il est nécessaire de continuer dans cette voie car cette méthode connaît aujourd'hui un certain succès. Dans un premier temps, il était tout à fait justifié de se contenter d'un pourcentage supérieur à 80% pour la correspondance entre la limite de la zone inondable définie par l'approche hydrogéomorphologique et la limite définie par la zone inondée lors de crues exceptionnelles, la méthode hydrogéomorphologique étant toujours la seule méthode permettant une telle pertinence. Dans un deuxième temps, il convient de s'attarder plus particulièrement sur la cartographie des cas délicats car même s'ils ne représentent qu'une minorité du linéaire, les conséquences d'une erreur de cartographie peuvent être lourdes. En effet, ces espaces se situent généralement dans la partie distale du lit majeur, là où l'aléa est considéré comme faible. Cependant, comme ce n'est pas toujours le cas, le risque peut être d'autant plus important que ces espaces sont urbanisés. Il est donc primordial, de définir avec la plus grande précision possible la limite entre la zone inondable et l'encaissant, de définir les nouveaux objets mis en évidence lors des cartographies et enfin, de donner une réalité hydrologique aux différentes unités de la plaine alluviale afin d'en préciser l'aléa.

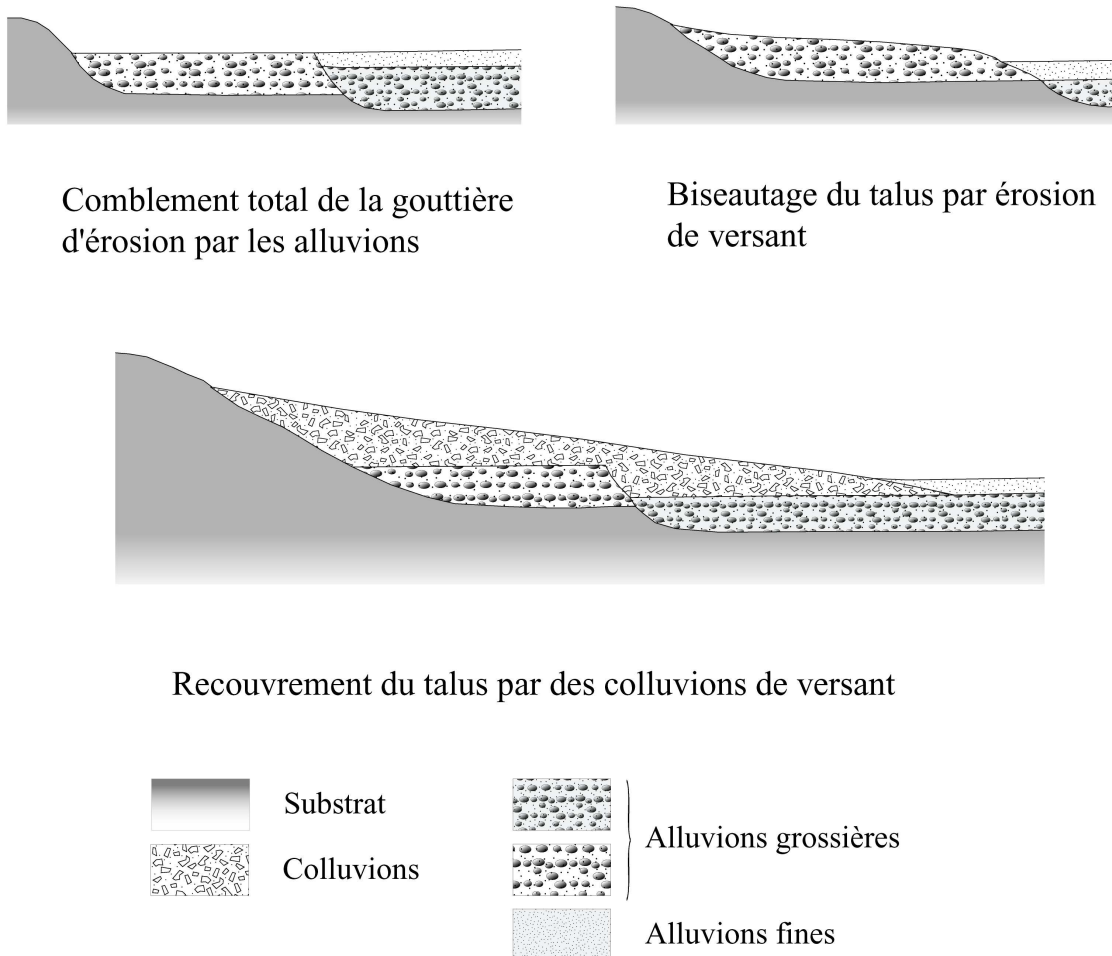
### 2.1. L'amélioration de la détermination de la limite externe de la zone inondable

Au regard de l'exposé dans l'ouvrage de base et des articles qui ont suivi, force a été de constater des insuffisances. Il s'est donc avéré nécessaire de proposer des améliorations. Comme cela a été vu précédemment, lorsque les limites de zones inondables sont confrontées à celles atteintes par une crue rare ou exceptionnelle, il y a concordance pour plus de 80% du linéaire de cours d'eau étudié. Pour le pourcentage de linéaire restant, l'inondation a dépassé la limite du lit majeur géomorphologique. La France comptant plus de 525 000 km de cours d'eau de plus d'un kilomètre de long d'après la BDcarthage (Base de Données sur la CARtographie Thématique des Agences de l'eau et du ministère de l'Environnement), même si le pourcentage de non-concordance est faible, il peut concerner de vastes espaces. De ce constat est donc née la volonté de continuer à améliorer la méthode. En effet, l'analyse des causes des débordements a révélé certaines insuffisances. Dans plus de 45% des cas de non-concordance entre la limite externe de la zone inondable et celle de la zone inondée, il s'agissait d'erreurs de cartographie. C'est pourquoi il est nécessaire de s'attacher particulièrement à la limite externe de la zone inondable afin d'établir une synthèse des cas délicats, de dresser une typologie des différents contacts entre la zone inondable et l'encaissant pour que tous les cas de figures soient envisagés et que les bureaux d'étude qui appliquent la méthode puissent s'en servir comme support pour améliorer les cartographies.

Dans l'ouvrage de 1996, certains des contacts entre la zone inondable et l'encaissant sont envisagés mais aucun exemple concret n'est proposé et aucune méthodologie n'est avancée afin de résoudre ces problèmes de cartographie. Les bureaux d'étude travaillent en général avec de fortes contraintes (de temps et financières) et ils ne peuvent pas toujours s'attarder sur ces problèmes. Ils doivent donc « trancher » parfois rapidement. Le travail

réalisé ici leur permettra donc de « trancher » plus efficacement ou leur proposera des protocoles méthodologiques à partir d'exemples concrets afin de lever des ambiguïtés dans le cas d'effacement de la limite externe de la zone inondable. Ainsi, les cas de dépassements de la limite du lit majeur sur les versants de raccordement qui s'élevaient à plus de 17% devraient être réduits.

Ces erreurs semblent pourtant légitimes dans le sens où, dans un premier temps, ce qui importait était de définir les unités fonctionnelles qui constituent la plaine alluviale. Or, au fur et à mesure des études, il s'est avéré que l'encaissant a un rôle important. En effet, l'identification des unités qui le constituent conditionne la compréhension de l'historique et des conditions de formation de la plaine alluviale. Elle doit donc faire partie intégrante de l'interprétation hydrogéomorphologique. Leur intégration partielle (en extensions latérales) sur la cartographie hydrogéomorphologique, en bordure des limites de la zone inondable, facilite la lecture de la carte. Elle permet également aux aménageurs d'avoir une réflexion sur les alternatives envisageables par rapport à l'urbanisation en zone inondable, et par conséquent sur une problématique de planification spatiale. Leur identification est également nécessaire à la compréhension des processus hydrodynamiques et hydrosédimentaires des cours d'eau. Les secteurs composés de roches très cohérentes favorisent les inflexions de méandres. Les formations de terrasses et les colluvions constituent un stock sédimentaire potentiellement mobilisable par érosion de berges lors de crue. Ces héritages ont donc un rôle essentiel dans les apports en matériel.



**Figure 2 :** Cas particuliers : effacement de la limite externe de la plaine alluviale moderne.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Masson *et al.*, 1996.

Comme nous l'avons dit, dans l'ouvrage de 1996, certains de ces cas sont évoqués (figure 2): l'exhaussement du lit majeur, l'adoucissement du talus de la terrasse alluviale par ruissellement diffus et le recouvrement du talus de la terrasse alluviale par colluvionnement. La légende et le titre de la figure comportent des indications qui ne sont pas géomorphologiquement correctes, comme cela a déjà été évoqué. Ceci est dû au fait que le manuel s'adresse en priorité à des non-spécialistes. Dorénavant, ceci n'a plus lieu d'être et un vocabulaire scientifiquement correct doit être employé.

Même si la sédimentologie est évoquée à travers la notion de granulométrie son utilisation n'est pas envisagée comme un moyen qui permet d'améliorer sensiblement les cartographies. Sa vitesse et son coût d'exécution étant en accord avec les contraintes de la méthode hydrogéomorphologique, nous démontrerons qu'il s'agit là d'un outil très efficace.

## 2.2. Terrasses holocènes et lits majeurs exceptionnels: cas particuliers à l'intérêt double

Dans l'ouvrage de 1996, le lit majeur est aussi appelé lit majeur épisodique ou lit majeur exceptionnel. Cependant, les cartographies effectuées depuis ont permis de mettre en évidence l'existence de deux objets différents : il faut attendre l'article de Ballais (2006) pour voir apparaître les notions de lit majeur ordinaire et de lit majeur exceptionnel. Cependant, celui-ci ne précise pas ces notions au-delà du fait qu'il s'agit des lits qui permettent l'expansion des crues plus rares ainsi que des crues exceptionnelles. En revanche, Chave et Ballais (2006) apportent des compléments en détaillant que les lits majeurs exceptionnels sont des surfaces horizontales ou sub-horizontales, séparées du lit majeur ordinaire par un talus. La granulométrie des sédiments qui les constituent est fine, exactement comme pour les lits majeurs ordinaires. Cependant, il est nécessaire de caractériser et de définir plus précisément ces objets d'autant plus qu'ils constituent des espaces où le risque peut être important. En effet, s'agissant de surfaces horizontales ou subhorizontales, les frais notamment pour les travaux de terrassement sont réduits. Ces espaces peuvent donc être aménagés rapidement et facilement. La fréquence d'inondation étant rare à exceptionnelle, il est important de cartographier le caractère inondable de ces surfaces car la mémoire du risque d'inondation n'est que peu entretenue.

Les terrasses holocènes avaient été mises en évidence dans l'ouvrage de 1996, mais elles ont été ensuite totalement occultées. Faisant partie de l'encaissant, elles n'ont été étudiées que dans le cadre de la recherche fondamentale. Il est précisé qu'au cours de l'Holocène, en domaine méditerranéen, « *de nombreuses grandes rivières, telles le Gardon d'Anduze ou la Durance, ont évolué comme les rivières tempérées. Cependant, de nombreuses autres (Aude, Medjerda) ont le même comportement complexe que les petites rivières* ». Il est donc nécessaire, comme nous avons pu le voir précédemment (en montrant le rôle de l'encaissant), d'en tenir compte pour la recherche appliquée. L'existence de ces objets étant rare, les cartographies n'ont pas permis de les mettre en évidence. Cependant, au fur et à mesure de l'avancée des recherches, il s'est avéré que la définition et la caractérisation des terrasses holocènes est essentielle dans la cartographie des zones inondables puisque nous verrons que leur identification peut prêter à confusion. Il est important ici de préciser la définition du mot terrasse car elle conditionne un des fondements de la méthode hydrogéomorphologique.

### 2.2.1. Généralités sur les terrasses alluviales

Les terrasses sont des héritages morpho-climatiques. Ces surfaces ne sont donc plus fonctionnelles, c'est-à-dire soumises à la dynamique fluviale, à l'échelle de temps à laquelle nous travaillons. Nous pouvons reprendre ici les définitions établies par quelques auteurs.

Morisawa (1985) :

« *When river incise their floodplains, the abandoned surface which is no longer actively flooded becomes a terrace. Morphologically, a terrace is a flat surface with a cliff or scarp at the edge facing the river.* »

Derruau ( 1988) :

« *Soit une vallée alluviale, si un basculement, un mouvement négatif du niveau de base ou un changement de climat amène le cours d'eau à s'enfoncer dans les alluvions et même souvent aussi dans leur substratum, l'ancien fond alluvial se trouvera dominer le talweg nouveau ; il construira une terrasse. Une terrasse alluviale présente un sommet plat -un témoin de lit d'inondation- et un rebord abrupt.* »

Coque (1993) :

En parlant des cours d'eau : « *Leur entaille éventuelle dégage des terrasses alluviales, en forme de gradin linéaire, suspendues au-dessus du nouveau lit par l'intermédiaire d'un talus plus ou moins raide. (...) De la même façon, les ruissellements diffus de piémont engendrent des nappes alluviales étalées sur un substratum rocheux irrégulier ou aplani. Dans certaines circonstances, elles s'épaississent en cônes alluviaux parfois soudés latéralement en glacis.* »

Foucault et Raoult (2000) :

« *Replat situé sur un versant de vallée, ou sur les deux, à une altitude supérieure à celle du cours d'eau, et qui représente le reste d'un ancien lit dans lequel ce cours d'eau s'est enfoncé. Une terrasse peut être aussi bien construite par des alluvions (terrasse alluviale) que façonnée par l'érosion, soit du lit rocheux (terrasse rocheuse), soit d'une terrasse antérieure (et l'on observe des terrasses emboîtées).* »

Campy et Macaire (2003) :

« *Une terrasse est un fragment résiduel d'une ancienne surface terminale d'alluvionnement, plus ou moins retouchée par l'érosion et mise en relief par l'incision ultérieure. (...) Au total, l'enfoncement croissant des cours d'eau entraîne l'échelonnement de plusieurs terrasses, d'autant plus anciennes que leur altitude relative mesurée au-dessus du lit actuel est élevée. Ainsi se forment notamment les terrasses climatiques, les plus fréquentes.* »

Cojan et Renard (2003) :

« *Un certain nombre de cours d'eau sont bordés par des terrasses qui correspondent à une incision répétée de leurs dépôts alluviaux (terrasses emboîtées) ou de leur substratum (terrasses étagées). La terrasse représente le reste d'un ancien lit dans lequel le cours d'eau s'est enfoncé.* »



Ces définitions se justifient par le fonctionnement des systèmes fluviaux qui sera succinctement présenté ici. L'hypothèse que les terrasses héritées du fonctionnement antérieur ne sont plus des formes concernées par le nouvel état d'équilibre atteint aujourd'hui et donc par les crues actuelles, sera justifiée par l'explication de la genèse de ces formes. La géomorphologie dynamique (liaison entre les processus mis en jeu et les formes qui en résultent) et la géomorphologie climatique (elle replace l'évolution des cours d'eau dans différentes périodes climatiques essentiellement durant le Quaternaire et plus particulièrement après le Pléistocène) permettent d'étudier les systèmes fluviaux (Schumm, 1977). Les systèmes fluviaux s'adaptent à des variables de contrôle que sont les débits solides et les débits liquides, eux-mêmes fonction du climat, de la géologie et des caractéristiques physiques du bassin-versant qui peuvent évoluer dans le temps. En effet, c'est l'évolution temporelle du système qui va permettre de justifier la présence de terrasses. Le temps est un facteur clé, il peut être vu comme le temps écoulé ou comme le temps en cours. La plaine alluviale est le résultat du temps écoulé mais son fonctionnement est le résultat de celui en cours. À l'échelle du temps géologique, un système fluvial connaît une grande instabilité dynamique, alors qu'à l'échelle de temps à laquelle nous travaillons (annuelle), nous pouvons considérer le système comme stable. Schumm parle d'un état d'équilibre statique (*steady state equilibrium*, figure 3).

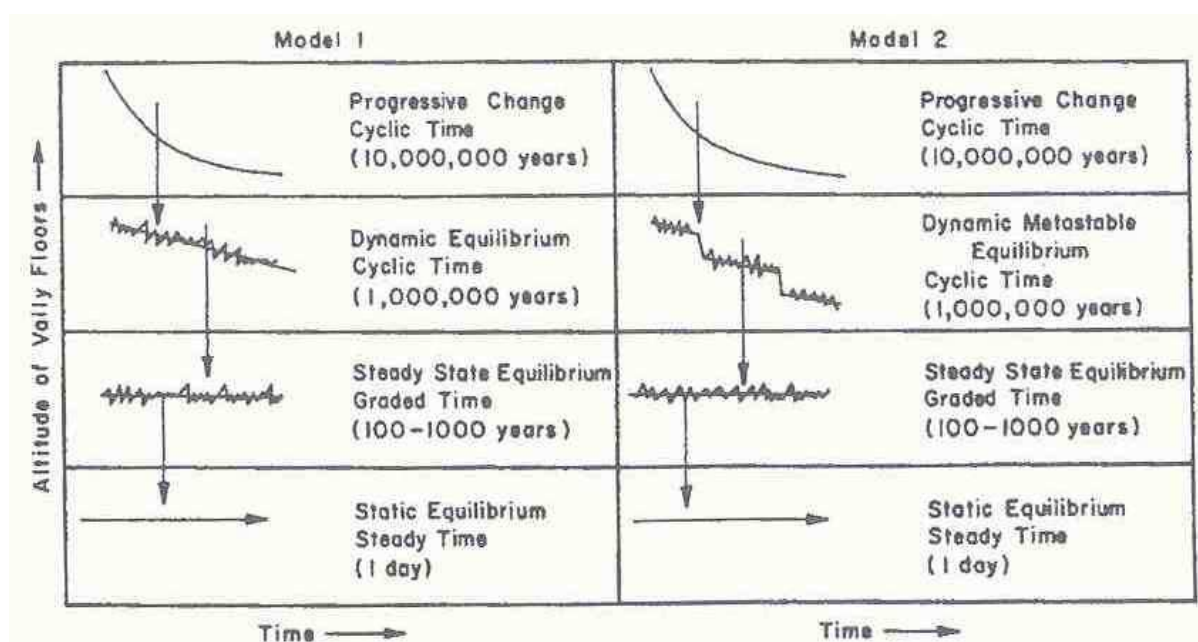


Figure 3 : Types d'équilibre.

Source : Schumm, 1977.

Les terrasses sont donc le résultat de l'ajustement du cours d'eau aux données climatiques à l'échelle des temps géologiques. Elles témoignent donc des variations climatiques au cours du Quaternaire. Tricart (1981) expose que la formation des terrasses a pour facteur déterminant un facteur morpho-climatique (figure 4).

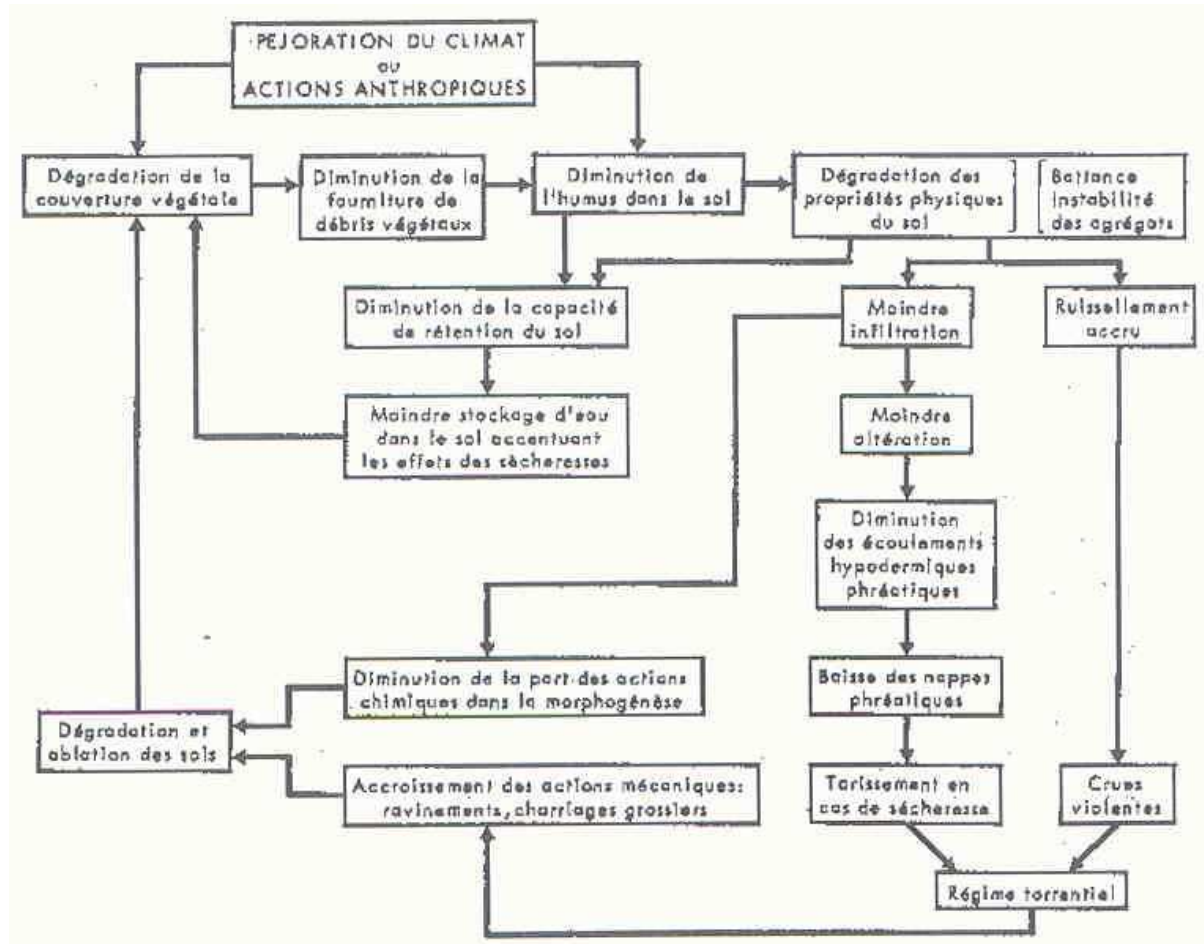


Figure 4 : Les mécanismes de dégradation des climats.

Source : Tricart, 1981.

Les terrasses sont le résultat d'un bilan de dissection négatif (alluvionnement) puis d'un bilan de dissection positif (incision). Dans le premier cas, les apports latéraux sont supérieurs aux apports longitudinaux et, comme la compétence des cours d'eau est insuffisante pour les évacuer, il y a comblement des fonds de vallées. Ces accumulations se mettent en place lorsque les conditions climatiques ne permettent pas le maintien de la végétation sur les versants et accélèrent la météorisation. C'est le cas lors des périodes glaciaires. Dans le second cas, l'inverse se produit. Les dynamiques longitudinales l'emportent sur les dynamiques transversales. Les conditions climatiques sont donc favorables à la recolonisation des versants par la végétation et la météorisation est bien moins efficace. C'est le cas lors des interglaciaires. Les cours d'eau remanient donc les alluvions précédemment déposées, il y a donc transport vers l'aval et incision. Les dépôts de la période précédente se retrouvent perchés. Ils prennent alors le nom de terrasses alluviales (climatiques car liées à un changement de climat).

Cette description schématique est bien sûr à nuancer, notamment en fonction des domaines bio-climatiques étudiés et d'autant plus que le passage glaciaire/interglaciaire est souvent une longue transition. Cette démonstration permet pourtant de confirmer que les conditions climatiques pendant lesquelles se sont mises en place les terrasses ne sont pas celles que nous connaissons aujourd'hui. Les cours d'eau actuels ne peuvent donc plus atteindre ces formes perchées même lors de crues rares et exceptionnelles. Elles ne sont donc plus inondables.

Certains auteurs utilisent parfois à tort le mot terrasse. Malgré sa définition claire et non ambiguë de cette notion, Tricart dans un article de 1977 (Tricart, 1977a) explique que « *la terrasse supérieure n'est plus submergée par les crues actuelles du cours d'eau* » et lorsqu'il parle de la terrasse inférieure, il dit qu'« *elle est souvent inondée* ». De même, lorsqu'il évoque la basse terrasse, il dit qu'elle est « *souvent encore inondable* ». Bravard et Petit (2000) expliquent également que « *les basses terrasses très récentes peuvent rester inondables pour les grandes crues* ». Cette utilisation erronée du mot « terrasse » rend parfois difficiles la compréhension et la ré-interprétation des données.

## 2.2.2. De la recherche appliquée à la recherche fondamentale

Depuis la fin de la dernière période glaciaire, des études ont mis en évidence un grand nombre de fluctuations climatiques. Ainsi la succession de phases d'accumulation et d'incision engendre des formes qui se sont intercalées entre la dernière terrasse pléistocène et la plaine alluviale fonctionnelle. Ainsi, les nouveaux objets que sont les terrasses holocènes mis en évidence par les récentes cartographies hydrogéomorphologiques, s'intègrent non seulement dans une logique de recherche appliquée mais aussi dans celle de la recherche fondamentale. Dans le cas de la recherche appliquée, il faudra tenir compte de ce nouveau type de contact entre la zone inondable et l'encaissant. Dans le cadre de la recherche fondamentale, ces travaux s'insèrent dans la problématique plus générale de l'enregistrement des variations climatiques holocènes par les cours d'eau méditerranéens. La part du facteur climatique et celle du facteur anthropique devront donc être abordées. Un bref rappel du cadre des recherches est exposé ici. Ces observations seront discutées ultérieurement.

Très tôt, Vita-Finzi (1969) met en évidence des « older » et « younger fills » qui matérialisent l'existence de deux crises détritiques. Le « older fill » représente une phase colluviale et alluviale massive d'origine périglaciaire. De l'Antiquité tardive au Moyen Âge, et localement dans les temps post-médiévaux, une nouvelle phase d'aggradation apparaît dans les systèmes fluviaux méditerranéens. Ce « younger fill », souvent nommé « terrasse historique », est suivi d'une tendance générale à l'incision. Depuis la fin des années 1970, la synthèse de Vita-Finzi a montré ses limites, notamment en ce qui concerne les facteurs de la mise en place des terrasses qui se basent sur les variations paléoclimatiques holocènes.

Dufaure (1976) définit un « remblaiement post-antique » qui présente des caractères généraux de dépôts réguliers, avec un détritisme continu mais non paroxysmique des vallées grecques, expliqué par les défrichements romains et l'extension des pâturages. Cependant, les travaux ultérieurs (Dufaure et Fouache, 1988) réhabilitent le facteur climatique.

Dans les Alpes du Sud, Jorda (1983, 1985) a mis en évidence deux remblaiements holocènes. Le « remblaiement holocène principal » débute à l'extrême fin du Tardiglaciaire et se poursuit jusqu'à la charnière Atlantique/Subboréal. La sédimentation n'est pas continue. La partie supérieure des dépôts est constituée de sédiments limoneux d'origine alluviale ou colluviale. A la base, les apports torrentiels caillouteux marquent une forte activité érosive et torrentielle dont l'origine a été attribuée à « *l'évolution bio-morpho-climatique régionale* » sans pour autant négliger le facteur anthropique qui a pu être un facteur aggravant (Jorda, 1985). Le remblaiement holocène récent, postérieur au Subboréal moyen, est emboîté dans le remblaiement précédent et, est dominé par des apports torrentiels. D'après Jorda (1985), l'origine climatique de la crise torrentielle qui a permis ces dépôts est indéniable. Mais il est

vraisemblable que ses conséquences ont été localement aggravées par la densification progressive du peuplement et l'extension de la mise en valeur agro-pastorale.

Selon Bravard (1992), trois phases majeures se sont succédées au cours des derniers 15 000 ans. Le Tardiglaciaire (15 000 à 10 000 BP) se caractérise par une forte activité et une épaisseur de dépôts hétérométriques importante. Puis, au début de l'Holocène, période de reconquête forestière, les dépôts marquent une rupture avec les accumulations précédentes. L'auteur établit une distinction selon que les cours d'eau se situent dans des régions de plaine ou de montagne. Enfin, à partir du Subboréal (4700 BP) dans certaines régions et plus généralement depuis le Subatlantique (2700 BP), il y a une réactivation de la dynamique fluviale. La fragilisation des versants provoque des débits et des transits sédimentaires accrus. Dans les grandes vallées de plaine, ceci se traduit par un arrêt de la tourbification et par d'épaisses accumulations limoneuses dans les lits majeurs. Pour les vallées de piémont, deux phases majeures de tressage et d'aggradation sont distinguées : une au 1<sup>er</sup> Age du Fer et une au Petit Age Glaciaire.

Neboit-Guilhot (1992), dans son article synthétique sur *l'accumulation et le creusement dans les vallées depuis 10 000 ans autour de la Méditerranée*, distingue quant à lui deux remblaiements principaux : un remblaiement holocène pré-historique et un remblaiement historique, séparés par une phase d'incision. La première phase d'accumulation est antérieure à tout aménagement systématique du milieu par les sociétés humaines. Mais le contexte climatique n'étant pas favorable à sa mise en place, l'auteur explique le rôle du type de végétation ouverte qui limite moins l'érosion des sols. Pour les terrasses historiques, se pose le problème du facteur anthropique.

De même, sur les oueds tunisiens, Ballais (Ballais, 1991a, 1991b, 1991c ; Ballais, 1995 ; Ballais *et al.*, 1995) met également en évidence une basse terrasse holocène pré-historique, une très basse terrasse holocène historique qui s'accumule nettement plus rapidement que la première (vitesse moyenne d'accumulation pour la première sur 12 cas : 1,4 mm/an ; vitesse moyenne de son entaille sur 15 cas : 1,2 mm/an ; vitesse moyenne d'accumulation pour la seconde sur 18 cas : 7,4 mm/an, vitesse moyenne de son entaille sur 38 cas : 3,2 mm/an) et, plus rarement, une très basse terrasse holocène post-islamique. Si la première génération de terrasses correspond à l'optimum climatique holocène d'Europe tempérée, le rôle du facteur anthropique dans la genèse de la seconde génération de terrasses est indéniable puisque l'accumulation ne commence que lorsque des populations sédentaires occupent ces espaces. Cependant, le facteur climatique est également décisif. On peut généraliser ce schéma au Maghreb (Ballais, Benazzouz, 1994 ; Ballais *et al.*, 2003, Williams, 1970 pour l'Algérie; Weisrock, Rognon, 1977 ; Lefèvre, Ballouche, 1991 pour le Maroc).

En Espagne, durant l'Holocène, le Guadalquivir (fleuve méandrique) s'est incisé de 10 m, dégageant deux terrasses alluviales (Uribelarrea et Benito, 2005). La terrasse T4 située entre 7 à 9 m au-dessus du lit mineur commence à s'accumuler au début de l'Holocène. La terrasse T5 se situe à 5 m au-dessus du lit mineur s'accumulant il y a 1800 à 500 ans.

Nous montrerons comment les terrasses holocènes mises en évidence lors des récentes cartographies s'insèrent ou non dans les chronologies établies et précédemment succinctement décrites, afin de préciser la complexité des variations climatiques holocènes et notamment pour les périodes les plus récentes. La complémentarité des deux approches (fondamentale et appliquée) est ici soulignée. L'étude de ce nouvel objet (du point de vue de la recherche appliquée) présente donc un double intérêt : du point de vue cartographique et du point de vue de la compréhension des mécanismes hydrosédimentaires, des dynamiques fluviales et de leur évolution au cours de l'Holocène.

## 2.3. La nécessité de donner une réalité hydrologique aux différents lits

Comme nous l'avons vu précédemment, les unités hydrogéomorphologiques de la plaine alluviale peuvent sans ambiguïté être considérées comme la résultante du fonctionnement passé du cours d'eau, et particulièrement de ses régimes caractéristiques. S'il est évident que les terrasses ne sont plus fonctionnelles, il est nécessaire de préciser pour quelle fréquence ou quelle gamme de crues, les différents lits qui constituent la plaine alluviale fonctionnelle peuvent être activés, au regard des conditions actuelles et futures.

Dans l'ouvrage de 1996, à travers l'exemple de Mende, une adéquation entre les unités hydrogéomorphologiques et les paramètres hydrologiques a été mise en évidence. L'étude hydraulique, effectuée en 1985, délimitait une zone « à haut risque » qui correspondait assez bien au lit moyen, et une zone « à risque modéré », un peu plus étendue que le lit majeur. Pendant l'inondation de 1994, les nombreux relevés de niveau d'eau, réalisés par la DDE au cours de cette crue qualifiée de centennale, ont donné une hauteur d'eau moyenne de l'ordre de 1 m en lit moyen et de 0,5 m en lit majeur. Il est précisé « *sous réserve de vérifications supplémentaires* » que le lit moyen coïnciderait avec l'espace occupé par les crues fréquentes (1 an à 5 ans, voire 10 ans) et que le lit majeur est la zone d'expansion des crues rares exceptionnelles (de fréquence décennale à centennale et au-delà).

Même si l'on peut s'interroger sur la signification de ces fréquences théoriques, pour lesquelles les hydrologues ne disposent, en dehors des grands cours d'eau, que d'un échantillonnage de données trop réduit pour permettre une interprétation statistique rigoureuse, il est nécessaire d'effectuer des vérifications supplémentaires qui confirmeront ou non ces valeurs. De même, la distinction nécessaire entre le lit majeur ordinaire et le lit majeur exceptionnel repose le même type d'interrogation. Le lit majeur exceptionnel n'étant pas pris en compte dans les premières études, il est dorénavant nécessaire de l'intégrer et de définir sa réalité hydrologique.

Les nouveaux résultats et la vérification de ceux obtenus précédemment seront établis en confrontant la réalité du terrain (cartographie hydrogéomorphologique) à celle de l'historique des crues à travers deux exemples.

La quantification des données de terrain sera permise par l'utilisation de nouveaux outils (qui avait été envisagée dès 1996) comme les levés topographiques et la photo-restitution numérique. La photo-restitution numérique permet d'obtenir directement sur un écran d'ordinateur, au moyen d'un logiciel et de lunettes spécifiques, la vision en trois dimensions. Elle permet également d'obtenir par photogrammétrie, les coordonnées en latitude, longitude et altitude des points sélectionnés. Malgré son confort d'utilisation, elle est peu répandue car son coût reste élevé (cependant, nous verrons que les coûts peuvent être considérablement réduits).

En complément, cette étude justifiera la présence de talus entre les différents lits, ce qui n'a jamais été fait jusqu'alors. En effet, si l'incision holocène des cours d'eau explique l'existence de talus, rien n'explique que les conditions actuelles permettent leur maintien. Ils pourraient s'atténuer voire disparaître au fur et à mesure de la succession des crues. Or, on constate, notamment pour celui qui sépare le lit moyen du lit majeur ordinaire qu'il est bien entretenu. Donner une réalité hydrologique à ces différentes unités permettra donc une meilleure gestion des risques mais aussi une meilleure compréhension des processus de mise en place de ces formes et de leur évolution.

Dans un dernier point, une étude sur la saisonnalité des crues sera entreprise afin de voir s'il existe une périodicité dans l'inondation de ces surfaces comme le suggère Trzpit (1980) dans son article qui est à la base de ce raisonnement.

### 3. Plan

Quatre chapitres seront nécessaires afin de mettre en évidence les améliorations que nous apporterons à la méthode hydrogéomorphologique :

- le premier exposera le milieu dans lequel la méthode a été mise au point ainsi que les principales caractéristiques des bassins-versants étudiés ;
- le second détaillera les différentes méthodes utilisées afin de répondre aux problèmes posés ;
- le troisième traitera de l'importance de définir le style fluvial afin de préciser l'aléa. Cette réflexion sur l'hydrologie de la plaine alluviale permettra également de donner une réalité hydrologique aux différents lits qui la constituent ;
- le quatrième développera les éléments d'une typologie des différents contacts entre la zone inondable et l'encaissant.

---

## CHAPITRE 1 : DES BASSINS- VERSANTS DU MIDI MEDITERRANEEN FRANÇAIS



*Photo 2 : Crue de l'Orbieu du 15 novembre 2005, à Luc-sur-Orbieu.*  
Source : Cliché pris par S. Chave, le 15 novembre 2005.





Plusieurs critères sont intervenus dans le choix de la zone d'étude. Ils sont liés à la fois à des contraintes géomorphologiques et climatiques et, à des contraintes non scientifiques. En effet, cette thèse a été réalisée à l'aide du soutien financier de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (allocation régionale de recherche) en partenariat avec le bureau d'études S.I.E.E. Les orientations du laboratoire de recherche allant dans le même sens que celles préconisées par la région et le partenaire socio-économique, pour cette étude, deux régions de programme ont donc retenu notre attention : la région du Languedoc-Roussillon et la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur (figure 5).

De plus, ces travaux s'inscrivent dans la continuité de l'application de la méthode hydrogéomorphologique qui a été mise au point afin de cartographier le risque d'inondation dans le midi méditerranéen français (Masson *et al.*, 1996). Les inondations survenues en 1999, en 2002 et en 2003 ont confirmé l'intérêt pour cette région d'étude puisqu'elles sont à l'origine de la plupart des points traités ; de même que la mise en évidence de points de cartographie délicats lors de campagnes de terrain au cours des travaux de thèse de Sylvain Chave (Chave, 2003).

Du point de vue des contraintes géomorphologiques et climatiques, deux échelles seront envisagées. L'échelle régionale mettra davantage en exergue les caractéristiques climatiques qui font du pourtour méditerranéen un secteur d'étude particulier dans la France dite « tempérée ». Les caractéristiques physiques seront abordées à une échelle locale lors de la présentation des différents bassins-versants qui font l'objet de nos recherches.



Figure 5 : Localisation des cours d'eau étudiés.

Source : Delorme-Laurent en collaboration avec P. Pentsch, 2007.

# 1. L'échelle régionale : le choix du Midi méditerranéen français

Dans le Midi méditerranéen français, un contraste de perméabilité est observé : la basse Provence est plutôt constituée de roches sédimentaires perméables, alors que les roches imperméables de type métamorphique prédominent dans la constitution des reliefs du Languedoc-Roussillon. Ce contraste de perméabilité est-il accentué par des différences dans le régime climatique ? L'est du Midi est-il plus sec que l'ouest ? Cela influe-t-il sur l'apparition d'événements pluvieux paroxysmiques engendrant des inondations telles qu'elles puissent remplir l'intégralité de la plaine alluviale fonctionnelle ?

Pour cette étude du climat, nous nous attarderons sur les précipitations puisque les températures et les vents n'ont pas ou peu d'influence directe sur les inondations de type « crues éclair » (flash floods). Nous verrons donc que cette région présente une certaine homogénéité dans ses caractéristiques qui est favorable à l'apparition d'événements pluviométriques extrêmes. Mais, l'évocation des conditions qui entrent en jeu pour que ce type d'événements survienne, permettra de mettre en évidence des disparités spatiales.

## 1.1. Les caractéristiques particulières du climat méditerranéen

Bien qu'appartenant à la zone dite « tempérée », la forte influence modératrice de la Mer Méditerranée et de l'Océan Atlantique distingue le Midi méditerranéen français du reste du pays. Les températures moyennes y sont clémentes et même si l'amplitude thermique moyenne est faible, les régimes thermiques montrent de forts contrastes entre l'hiver et l'été. L'hiver est doux et l'été est généralement chaud. Des « coups de froid » et des « coups de chaud » peuvent survenir grâce à l'ouverture que présentent ces régions sur les pôles (au nord) et sur la Méditerranée et le Sahara (au sud). Les précipitations surviennent surtout pendant la saison fraîche alors que la saison estivale présente une sécheresse.

Le climat est influencé par des caractéristiques géographiques majeures : l'organisation du relief et la présence au sud d'un « réservoir » de potentiel précipitable : la Méditerranée (Comby, 1998).

### 1.1.1. Le rôle de l'organisation du relief

Le rôle de l'Anticyclone Mobile Polaire (AMP), récemment exprimé par Comby (1998), est une des explications possibles justifiant l'importance des précipitations dans le Midi méditerranéen français. Seule cette théorie sera exposée car ce sont davantage les conséquences sur la répartition spatiale et temporelle des précipitations que les mécanismes de leur genèse qui nous intéressent.

Quand l'AMP arrive dans la vallée du Rhône, il se retrouve dans un entonnoir orographique (Comby, 1998) formé par des reliefs infranchissables. Le bord oriental de l'entonnoir est constitué du Jura et des Alpes. Ses limites ouest sont constituées par les

Pyrénées et les Cantabriques malgré une altitude parfois modeste. Le Massif Central situé au centre de cette circulation, est plus aisément franchissable du fait de ses altitudes modestes et de son morcellement. Ce n'est pas le cas pour sa bordure orientale. Il permet ainsi la création de deux grands couloirs de circulation : le couloir rhodanien, entre les monts du Lyonnais, du Vivarais, des Cévennes et les Alpes, qui est un axe de canalisation essentiel pour la circulation et l'écoulement des flux polaires et tropicaux et, au sud-ouest, le couloir du Lauragais-Cabardès qui se situe entre la Montagne Noire, le Minervois, les Monts de l'Espinouse et les Pyrénées. La présence de ces reliefs va donc conditionner les circulations atmosphériques qui sont à l'origine des précipitations.

### 1.1.2. La Méditerranée : « réservoir » de potentiel précipitable

La Méditerranée est un grand espace maritime fermé. En valeur relative, elle est toujours chaude, même si elle connaît des variations saisonnières de températures qui peuvent être marquées, comme l'a montré Guilcher (1979, cité dans Comby, 1998). Elle a un effet modérateur sur les températures et constitue une réserve permanente d'eau précipitable. Elle est un « creuset » de chaleur et d'humidité selon Trzpit (1980).

Sa localisation entre l'Afrique et l'Europe, permet en particulier à des flux tropicaux ayant circulé sur des régions chaudes en Afrique du Nord et sur le Sahara d'aborder le sud de la France après s'être chargés d'une très forte quantité d'humidité. Ceci a donc un rôle majeur dans l'explication des précipitations extrêmes qui se manifestent dans les deux couloirs. En effet, au débouché des couloirs, l'air froid est rejeté en Méditerranée et contraint l'air méditerranéen d'origine tropicale (chargé en potentiel précipitable) de s'élever. Ceci donne naissance à un système dépressionnaire connue sous le nom de « dépression ligure » ou « minimum de Gênes ».

## 1.2. Les conditions essentielles de la pluviogénèse

Le pourtour méditerranéen réunit les trois conditions essentielles pour qu'il puisse y avoir des précipitations. Il s'agit de l'existence d'un potentiel précipitable, des conditions favorables aux ascendances et d'un facteur déclenchant ces ascendances.

### 1.2.1. Le potentiel précipitable

Le potentiel précipitable est représenté par les advections humides qui ont deux origines : océanique (atlantique) ou méditerranéenne. La capacité des flux à se charger d'humidité varie selon les conditions thermiques saisonnières. Ces conditions sont les meilleures en saison estivale, en particulier à la fin de l'été et au début de l'automne. En effet, la conjonction des flux encore très chauds et l'inertie thermique des eaux de la Méditerranée permettent la constitution d'un « *potentiel précipitable optimal* » (Comby, 1998). Cependant, la Méditerranée se situe au nord d'un espace désertique tropical. Cet espace se caractérise par

des températures moyennes élevées. Ainsi, en toute saison, lorsque l'air saharien remonte, il se charge fortement en humidité avant d'atteindre le littoral français avec pour conséquences de grands abats d'eau. Ceci est donc un facteur important qui explique les manifestations d'événements pluvieux extrêmes.

### 1.2.2. Des conditions favorables aux ascendances

En hiver, l'absence de stratification atmosphérique est favorable aux ascendances. À l'inverse, en période estivale, les mouvements subsidents tropicaux remontent vers le nord. La subsidence s'oppose donc à l'ascendance. Cependant, cette opposition est fonction de la puissance des AMP. En été, les AMP sont moins puissants qu'en hiver, ce qui limite la possibilité d'ascendance. Ces situations justifient la sécheresse estivale. À l'inverse, si une cellule anticyclonique puissante pénètre sur l'Europe, la subsidence peut contribuer à renforcer la violence des phénomènes ascensionnels. En effet, la subsidence engendre une concentration de la vapeur d'eau dans les basses couches et l'arrivée de l'anticyclone provoque alors de violents orages caractéristiques des précipitations estivales du sud de la France.

### 1.2.3. Un facteur déclenchant ces ascendances

Les facteurs pouvant déclencher les ascendances ne manquent pas. Le premier est l'orographie. En effet, la disposition générale des reliefs offre des conditions très favorables au soulèvement de l'air. Certains sites comme les Cévennes, les Costières de Nîmes ou les Préalpes sont donc particulièrement privilégiés. Le second réside dans le rôle que peut avoir la masse d'air polaire. Celle-ci peut constituer un obstacle et ainsi provoquer des ascendances. Le dernier cas est celui de la convection thermique (l'échauffement du sol provoque une montée de l'air réchauffé), fréquemment observée en été dans les cuvettes, bassins ou vallées des régions de montagne.

La réunion de ces différentes conditions permettra l'apparition d'événements pluvieux. La situation sera d'autant plus paroxysmique que deux voire trois des conditions sont optimales (Comby, 1998). Dans sa thèse, Comby propose une série de cartes qui montrent la répartition spatiale des épisodes paroxysmiques. Malgré le potentiel général du pourtour méditerranéen à générer des précipitations qui peuvent être extrêmes, nous allons voir qu'il existe des espaces « privilégiés ».

## 1.3. Répartition temporelle et spatiale des événements paroxysmiques (en nombre et en intensité)

L'hiver est la saison au cours de laquelle le potentiel précipitable est au minimum en raison des conditions thermiques. Il connaît donc peu d'événements paroxysmiques, sauf si le froid tarde à s'installer.

Le printemps est une transition entre les conditions hivernales et celles estivales. C'est la saison où l'on assiste à des précipitations à répétition qui prennent souvent la forme d'averses. Elles peuvent être ponctuellement fortes voire dévastatrices, mais elles sont alors courtes. Il est cependant rare que des manifestations pluvio-orageuses puissantes capables de déverser de forts volumes en quelques heures se manifestent au cours de cette saison. Ainsi, si le printemps peut être marqué par de « *petits accidents* », il n'est pas, en terme moyen, la saison « *des grandes catastrophes* » (Comby, 1998).

Comme évoqué précédemment, l'été est peu pluvieux. Les précipitations sont mal réparties et ont souvent lieu sous la forme d'orages en général locaux. Cependant, l'air est potentiellement très chargé du fait de sa chaleur. Le relief et l'AMP ont alors un rôle important dans les ascendances.

L'automne, selon Comby (1998), est « *la saison de tous les risques* ». Cette saison est « *capable de réunir les conditions nécessaires à une forte pluviogenèse à n'importe quel moment* ». La puissance de l'AMP qui se restaure progressivement, les températures clémentes et l'inertie thermique marine font que l'automne concentre les maxima en durée, en intensité et en volume. Ceux-ci ont lieu essentiellement entre fin septembre et début octobre. Les effets orographiques peuvent s'ajouter aux conditions évoquées précédemment.

A la lumière de ces répartitions saisonnières, nous pourrions voir si, comme le suggère Trzpit (1980), il existe une saisonnalité dans la répartition des crues et quelles peuvent être les relations entre cette saisonnalité et la morphogenèse de la plaine alluviale.

Quel que soit le seuil retenu (70, 100, 150 mm) ou la durée de retour, Comby (1998) confirme le rôle nettement plus important des reliefs cévenols par rapport aux reliefs préalpins (figure 6). Les Cévennes constituent une barrière transversale aux flux du sud ce qui n'est pas le cas des Alpes qui ont une orientation plus méridienne. Il observe donc un gradient d'intensité de l'est vers l'ouest et du nord vers le sud (pour les intensités supérieures à 100 mm). La fréquence des événements paroxysmiques augmente vers le sud.

Nous supposons que les résultats sont similaires pour les bassins-versants situés plus à l'ouest. En effet, les reliefs du Minervois et des Corbières ont la même orientation que ceux des Cévennes, perturbant certainement de la même façon les flux, sources de précipitations.

## 1.4. Conclusion

Le choix du Midi méditerranéen français a été fait puisque les contrastes climatiques et notamment pluvieux qu'il présente sont favorables à la genèse de lits de cours d'eau bien individualisés et donc à l'applicabilité de la méthode hydrogéomorphologique. L'existence d'un potentiel précipitable, de conditions favorables aux ascendances et d'un facteur déclenchant ces ascendances sont des conditions nécessaires pour que des événements générant des crues pouvant remplir l'intégralité de la plaine alluviale fonctionnelle surviennent. Malgré le potentiel général du pourtour méditerranéen à générer ce type de précipitations, il existe des disparités spatiales. En effet, au sein de cet ensemble homogène, Comby a montré qu'il existe un gradient d'intensité de l'ouest vers l'est et, un gradient du nombre d'événements du nord vers le sud, pour le couloir rhodanien. Nous avons donc supposé que les mêmes gradients existent dans le couloir du Laugarais-Carbardès. Ces gradients témoignent que certains bassins-versants sont donc davantage sujets au développement de crues extrêmes.



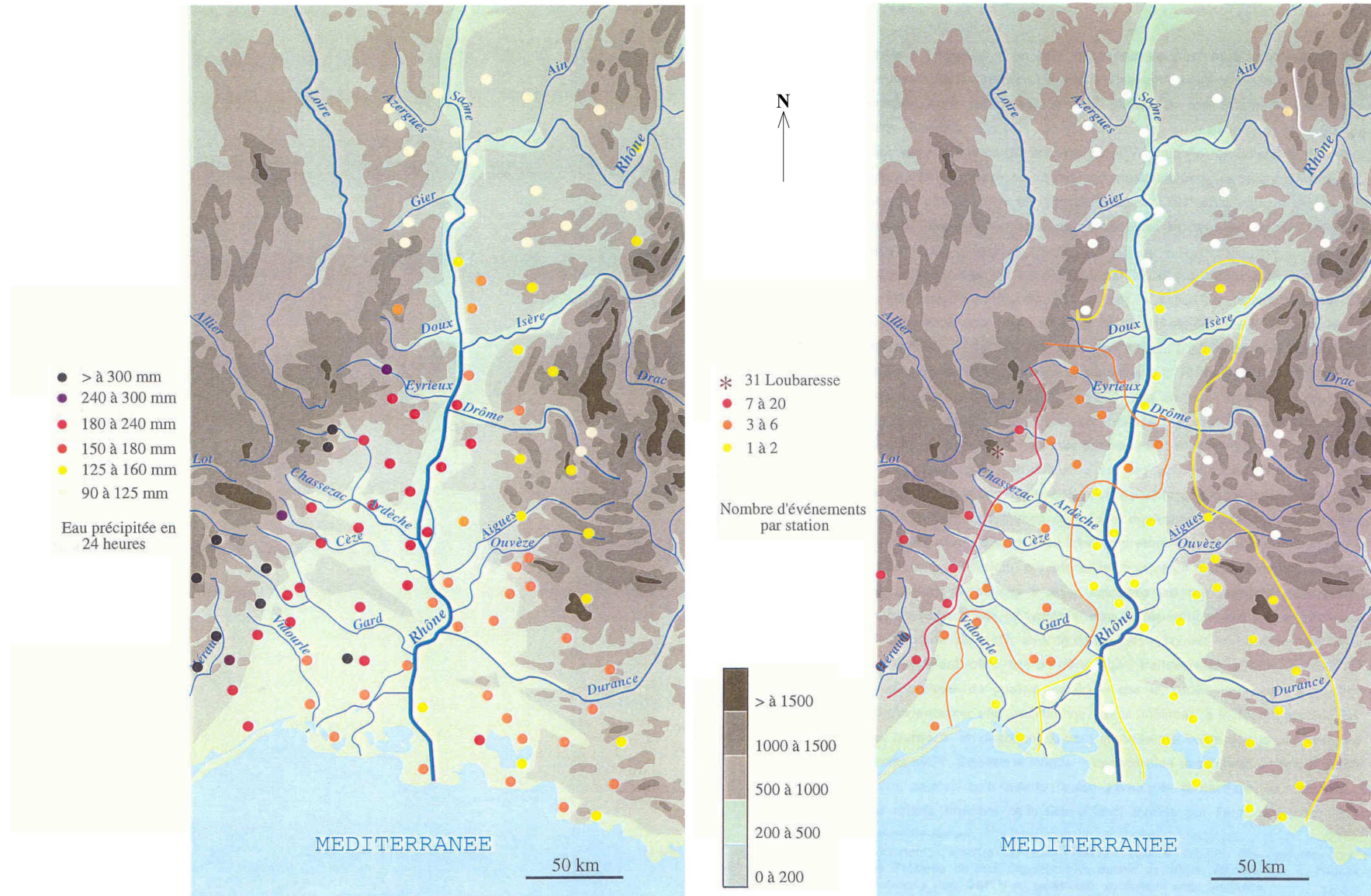


Figure 6 : 1- Précipitations intenses de temps de retour 100 ans pour un pas de temps de 24 heures (calculées sur la période 1960-1994).  
2- Episodes pluvieux d'intensité supérieure à 150 mm en 24 heures par station (période 1960-1994).

Source : d'après Comby, 1998.



## 2. Descriptions des bassins-versants

Le choix des bassins-versants a été conditionné par les connaissances acquises au cours des campagnes de terrain. Ainsi, les recherches ont été menées sur des affluents du Rhône, des affluents de l'Aude et un affluent de l'Arc (fleuve côtier). Chacun des cours d'eau permet de répondre de manière efficace à un (ou plusieurs) des problèmes exposés. Pour certaines démonstrations, nous nous appuierons également sur des cours d'eau dont les bassins-versants ne seront pas décrits (la description n'étant pas nécessaire à la compréhension). Ainsi, l'Orbieu et l'Ouvèze seront étudiés afin de définir les fréquences de submersion des différents lits fluviaux et de justifier la présence des talus entre les différentes unités constituant les plaines alluviales fonctionnelles. En effet, ces cours d'eau ont fait l'objet de levés topographiques précis proches d'une station d'enregistrement des hauteurs d'eau qui a fonctionné sur une période statistiquement recevable. La typologie des contacts entre la zone inondable et l'encaissant a été établie à partir de l'étude de l'Orbieu, de l'Argent-Double, de l'Ouvèze, du Gardon, de la Cèze, du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.

Donc, afin de mieux comprendre et de commenter les résultats obtenus lors de ces recherches, la description des différents bassins-versants étudiés est nécessaire et se veut le plus exhaustive possible afin de ne pas négliger d'arguments potentiels. Cependant, cette exhaustivité est fonction de la qualité et de la quantité de sources documentaires disponibles sur les cours d'eau et de sa nécessité pour l'interprétation. En effet, certains bassins-versants ont déjà fait l'objet de recherches ; la quantité de sources documentaires disponibles est plus importante. Il s'agit en général de ceux qui ont les plus grands bassins-versants et/ou qui ont déjà connu des crues catastrophiques. Pour les bassins-versants plus petits, les sources sont nettement moins abondantes voire quasi inexistantes. Dans les meilleurs cas, le réseau hydrographique, la lithologie du bassin-versant, les caractéristiques des régimes pluviométriques et hydrologiques et l'occupation du sol seront traités.

### 2.1. Des affluents du Rhône

#### 2.1.1. La Cèze

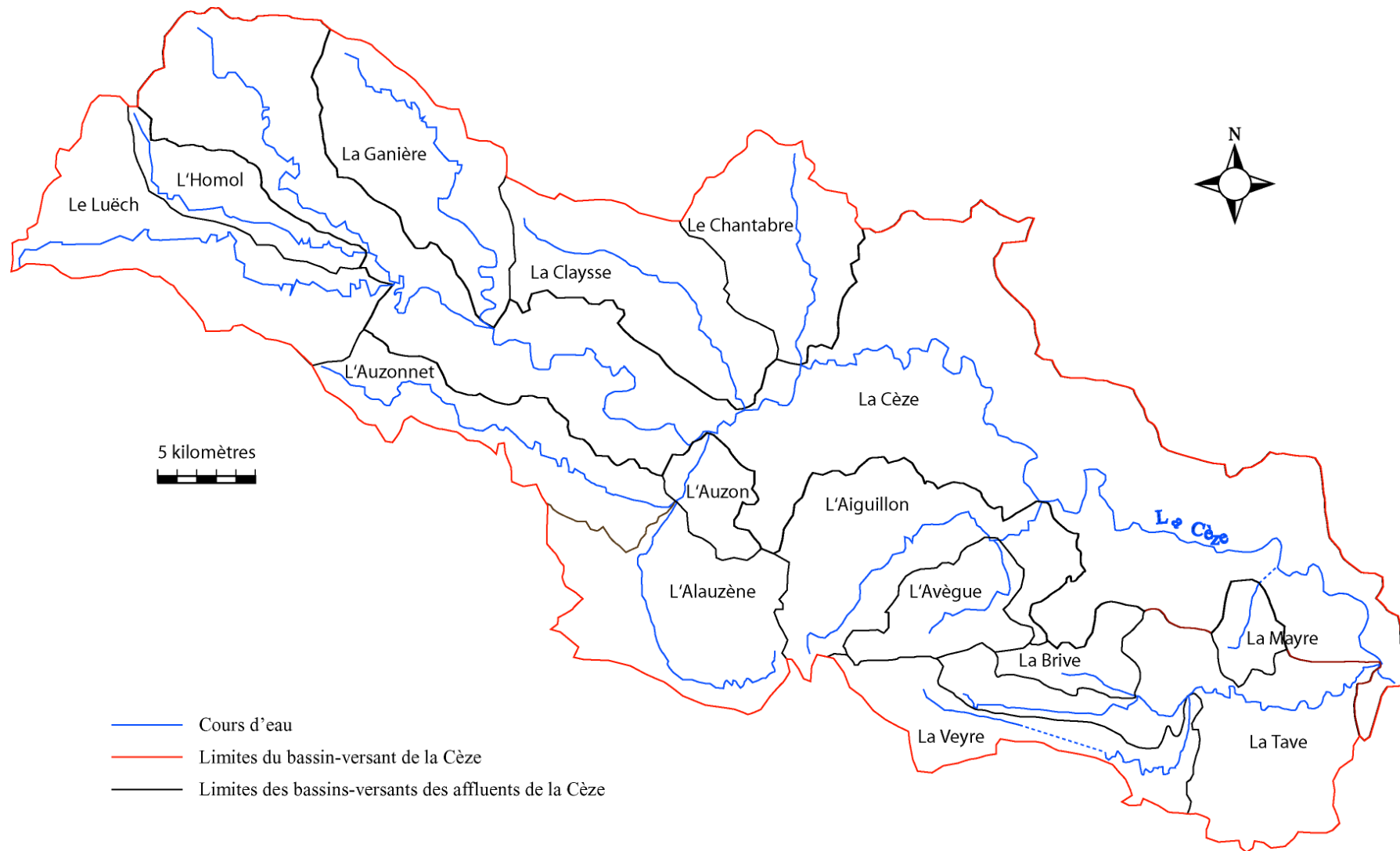
##### 2.1.1.1. Son bassin-versant

##### 2.1.1.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions

La Cèze prend sa source à une altitude de 793 m sur les contreforts du massif granitique du Mont Lozère et se jette dans le Rhône à une altitude de 27 m. Son bassin-versant est globalement orienté nord-ouest/sud-est mais dans le détail, la partie amont est orientée nord-ouest/sud-est puis la Cèze prend une direction est/ouest avant de retrouver une

orientation nord-ouest/sud-est. Ce cours d'eau méandriforme avec parfois des passages à lit en tresses est long de 120 km et draine 1359 km<sup>2</sup> (figure 7).

Les altitudes du Mont Lozère dépassant 1500 m, celui-ci constitue une véritable barrière orographique face aux dépressions qui sont d'origine méditerranéenne (Chapitre 1, 1.1.1.). Des pluies de type cévenol peuvent donc s'abattre sur le bassin-versant, permettant la formation de « crues éclair ». De plus, la morphométrie particulière du bassin-versant permet une concentration des énergies qui peut engendrer des flux liquides et solides importants.



**Figure 7 : Le bassin-versant de la Cèze et de ses affluents.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les cartes topographiques IGN à 1:25 000 d'Orange (3040OT), de Bagnols-sur-Cèze (2940OT), d'Alès (2840OT) et de Bessèges (2839OT).

### 2.1.1.1.2. Ses principaux affluents

Dans sa partie amont, le cours d'eau est rejoint par des affluents issus de la montagne qui lui confèrent un caractère de type torrentiel. La compétence de ses affluents permet de comprendre les processus hydrologiques qui régissent le régime de la Cèze puisqu'ils génèrent un apport en flux liquides et solides.

Ici, nous ne prendrons en compte que la superficie et la longueur des drains car leurs pentes et leur géologie seront abordées par la suite (tableau 1). La Tave, l'Auzon (avec l'Auzonnet) et l'Aiguillon représentent respectivement 13,25%, 12,66% et 9,12% du bassin-versant soit au total plus du tiers de la superficie totale. Les autres affluents, même s'ils n'ont pas un bassin-versant aussi important que ceux-ci (en général leur superficie est inférieure à la moitié de celle de la Tave) peuvent être courts et avoir des pentes fortes ce qui peut jouer un rôle dans la diminution des temps de concentration lors des crues, comme pour le Luëch ou la Ganière.

Nom du cours d'eau	Affluent du/de la/de l'...	Rive de confluence	Superficie du bassin-versant en km <sup>2</sup>	Longueur en km	Altitude maximale en m	Altitude minimale en m	Pentes moyennes en %
La Cèze	Rhône	Droite	1359	126,8	793	27	0,6
La Tave	Cèze	Droite	180	30,5	244	30	0,7
La Veyre	Tave	Droite	50	23,3	245	77	0,72
La Brive	Tave	Gauche	19	7,8	230	104	1,6
La Mayre	Cèze	Droite	14	4,8	160	57	2,1
L'Aiguillon	Cèze	Droite	124	22	285	65	1
L'Avègue	Aiguillon	Droite	35	13,9	260	88	1,2
Le Chantabre	Cèze	Gauche	66	13,1	250	96	1,2
La Claysse	Cèze	Gauche	81	21,4	360	105	1,2
L'Auzon/Auzonnet	Cèze	Droite	172	30,4	600	112	1,6
L'Auzonnet	Auzon	Gauche	64	26,3	600	122	1,8
L'Alauzène	Auzon	Droite	88	20,5	330	112	1
Le Luëch	Cèze	Droite	96	27,3	1000	188	3
La Ganière	Cèze	Gauche	78	27,1	830	154	2,5
L'Homol	Cèze	Droite	33,5	20	?	?	?

**Tableau 1 : La Cèze et ses principaux affluents.**

? = absence de données.

Source : Carex Environnement, 2003b ; modifié Delorme-Laurent, 2007.

### 2.1.1.1.3. Son système de pentes

En 120 km, la dénivelée est de 766 m. La pente est donc faible à très faible (0,0064 m/m en moyenne soit 0,64%). Cependant, il faut toutefois relativiser ceci puisque la Cèze et certains de ses affluents prennent leur source en montagne où les altitudes atteignent plus de 1500 m. Tous les affluents en amont de Bessèges ont une pente supérieure à 2%. Ceux en aval n'atteignent cette valeur que lorsque la longueur de leur cours est faible (la Mayre), et en

général, la pente est de l'ordre de 1 à 1,2%. Les reliefs en aval sont peu marqués avec des altitudes allant de 150 à 200 m et on observe un élargissement de la vallée de la Cèze. En aval du barrage de Sénéchas, la pente de la Cèze diminue pour atteindre la valeur de 0,16%. On retrouve ici le schéma de Schumm (1977), avec une zone amont de production avec des pentes fortes, une zone médiane de transfert qui permet le transport d'une part de la charge sédimentaire et le dépôt d'une autre part et enfin une zone aval de dépôt (la compétence du cours d'eau étant insuffisante, il lui faut déposer sa charge).

### 2.1.1.2. La lithologie du bassin-versant

Le bassin-versant de la Cèze est constitué de trois types de roches qui ont une perméabilité différente (figure 8). Dans la partie amont, on observe des roches cristallines et métamorphiques alors que dans les parties médiane et aval, il s'agit de roches et de formations sédimentaires (Guerange-Lozes et Pellet, 1990 ; Elmi *et al.*, 1989 ; Bilotte *et al.*, 1988 ; Damiani *et al.*, 1980).

La partie amont est constituée de roches cristallines cambro-ordoviciennes comme les granites du Mont Lozère et les terrains métamorphiques de la série cévenole (gneiss et micaschistes). Celles-ci sont surmontées par les formations sédimentaires schisto-gréseuses du Houiller et du Trias.

Pour la partie aval, de l'est vers l'ouest, on observe des affleurements d'argiles et gypses du Trias puis des calcaires jurassiques et enfin une série de calcaires : les calcaires du Crétacé inférieur, les calcaires massifs de l'Urgonien et enfin les calcaires gréseux du Crétacé supérieur. Cette série secondaire est interrompue par un faisceau de failles d'orientation nord-est/sud-ouest qui limitent le fossé d'effondrement d'Alès (partie médiane).

La partie médiane est donc délimitée par le fossé d'effondrement qui atteint 1500 m de profondeur et qui a été comblé par des sédiments principalement marneux (oligocènes et éocènes). Les marnes oligocènes transgressent sur les calcaires secondaires à l'est du fossé.

Dans la partie aval, entre Rochegude et Saint-André-de-Roquepertuis, les plateaux de calcaires urgoniens ont une altitude moyenne de 300 à 400 m. Dans ces calcaires, les cours d'eau coulent en gorges ce qui provoque une augmentation de la pente, notamment pour l'Aiguillon qui passe d'une pente de 0,8% à l'amont des gorges à 2,7% dans les gorges. En revanche, la Cèze est peu affectée par son passage dans les gorges ; son profil longitudinal garde une forme concave régulière. En aval de Saint-André-de-Roquepertuis, la vallée de la Cèze s'élargit en passant dans les calcaires du Crétacé inférieur, les calcaires gréseux et les alluvions plio-quaternaires.

Dans cette partie aval, il reste un dernier point important à aborder. La présence des calcaires induit une karstification importante. En effet, des pertes ont été observées le long du parcours de la Cèze. Elles ont été identifiées grâce à une campagne de jaugeage faite par SIEE en 1992 (SIEE, 1994) et confirmées par des études ultérieures sur le karst par SAFEGE-CETIIS (1999) et BRL ingénierie (1995). Toutefois, il semblerait que le rôle des aquifères karstiques lors des crues extrêmes soit restreint puisqu'il s'agit d'événements très brefs et rapides. En dehors des événements extrêmes, les terrains karstiques sont très perméables et permettent une forte infiltration. Tant que l'aquifère karstique n'est pas saturé, il peut avoir un rôle écrêteur pour les petites crues. En revanche, si un orage survient alors que l'aquifère est déjà saturé, les conséquences seront d'autant plus importantes que l'eau contenue dans

l'aquifère sera chassée par les nouveaux apports. Ceci pourra provoquer des inondations dans des secteurs situés bien plus en aval de l'orage.

Les caractéristiques lithologiques confèrent à la partie amont et à la partie médiane une faible perméabilité. Celles-ci combinées aux fortes pentes ne facilitent pas l'infiltration et permettent au contraire un fort ruissellement. Les terrains karstiques ont une perméabilité forte à modérée selon les faciès. Les temps de transfert y sont plus lents mais ces terrains ont une meilleure capacité de rétention. Ceci limite le ruissellement lorsque les précipitations sont modérées mais nous verrons que le régime pluviométrique engendre des événements d'intensité paroxysmique pour lesquels cette capacité d'infiltration se révèle très vite insuffisante.



### 2.1.1.3. Le régime pluviométrique et hydrologique

#### 2.1.1.3.1. Un régime pluviométrique irrégulier

Le tableau 2 présente 9 stations de mesures situées dans le bassin-versant ou à sa proximité immédiate. Il représente les précipitations moyennes annuelles. Les stations ont été classées de la plus en amont à la plus en aval. Il faut remarquer que les périodes d'enregistrement ne sont pas toujours les mêmes et que leur durée varie. Cependant, les observations sont quasiment toutes supérieures à 20 ans sauf pour la Grand Combe, et, pour 4 stations, elles sont supérieures à 30 ans. D'un point de vue général, on observe un gradient de pluviométrie décroissant de l'amont vers l'aval, allant de 1550 mm/an à Malons et Elze à 762 mm/an à Chusclan. Cependant, ces moyennes ne reflètent pas l'irrégularité interannuelle des précipitations. Elles sont le résultat de séries d'années sèches et de séries d'années humides.

La partie amont du bassin-versant se situant sur les contreforts du Mont Lozère, les résultats figurant dans le tableau 2 respectent une logique altitudinale. On constate un déficit de 500 mm/an environ pour la station de Génolhac.

Il est important de noter que c'est l'amont du bassin-versant qui est susceptible de fournir les plus importantes quantités d'eau et les phénomènes d'ascension forcée peuvent entraîner des abats d'eau importants. Il est alors nécessaire de préciser quels sont les saisons ou les mois qui peuvent être potentiellement sujets aux précipitations importantes.

Station de mesure	Période d'enregistrement	durée de la période d'enregistrement en années	Précipitations moyennes annuelles en mm/an
Malons et Elze	1961-1992	32	1550
Génolhac	1961-1980	21	987
La Grand Combe	1961-1974	14	1452
Bessèges	1946-1985	40	1311
Salindres	1961-1992	32	1005
Montclus	1963-1992	30	910
Pont-Saint-Esprit	1971-1991	21	801
Tresques	1972-1992	21	760
Chusclan	1963-1990	28	762

**Tableau 2 : Précipitations moyennes annuelles dans différentes stations pluviométriques du bassin-versant de la Cèze.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2003b.

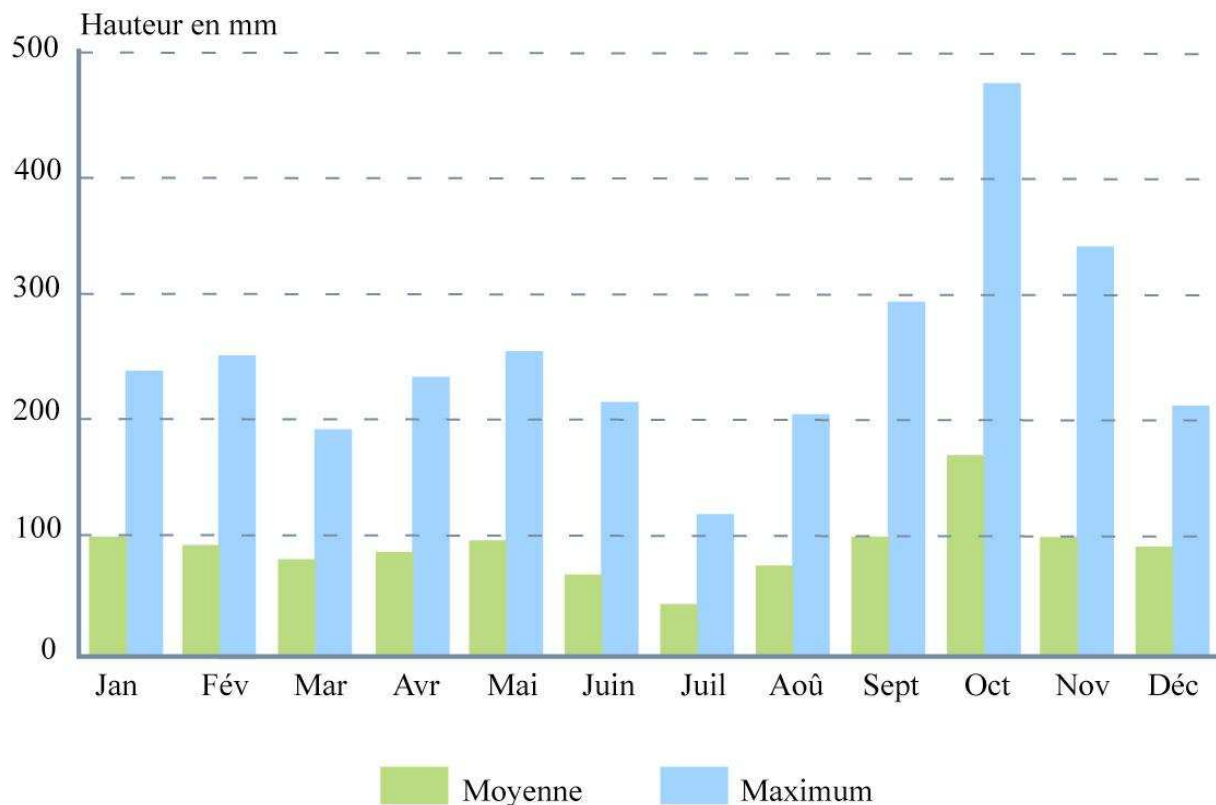
Le graphique (figure 9) présente les hauteurs de précipitations moyennes et maximales mensuelles pour le bassin-versant de la Cèze. Cependant, la source du document n'indique pas s'il s'agit de données issues d'une seule station ou s'il s'agit de données moyennées à l'ensemble du bassin-versant. Une certaine constance peut néanmoins être observée dans les précipitations moyennes sur l'année, avec toutefois une faiblesse de juin à août et un minimum en juillet (36,8 mm) qui illustre parfaitement la sécheresse estivale. Les moyennes maximales s'enregistrent en automne avec un pic en octobre (160,5 mm). L'étude des



maxima met davantage en exergue les rôles de l'hiver et du printemps qui étaient lissés avec l'observation des moyennes.

L'automne est donc la saison qui est potentiellement la plus dangereuse pour l'apparition d'événements paroxysmiques et donc d'inondations, suivi de l'hiver et dans une mesure similaire, du printemps. Des cumuls de précipitations atteignant plus de 200 mm en 24h ont été enregistrés (Carex Environnement, 2003b) :

- 29/09/1958 : 240,6 mm à Bessèges en 24 heures
- septembre 1976 : 363 mm à Bessèges en 48 heures
- octobre 1977 : 365 mm à Malons et Elze en 48 heures dont 252 en 24 heures
- 07/11/1982 : 305 mm à Génolhac en 24 heures
- 27/05/1998 : 341 mm à Saint Ambroix en 24 heures.



**Figure 9 : Pluviométrie mensuelle pour le bassin-versant de la Cèze pour la période 1963-1990.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après SIEE, 1994.

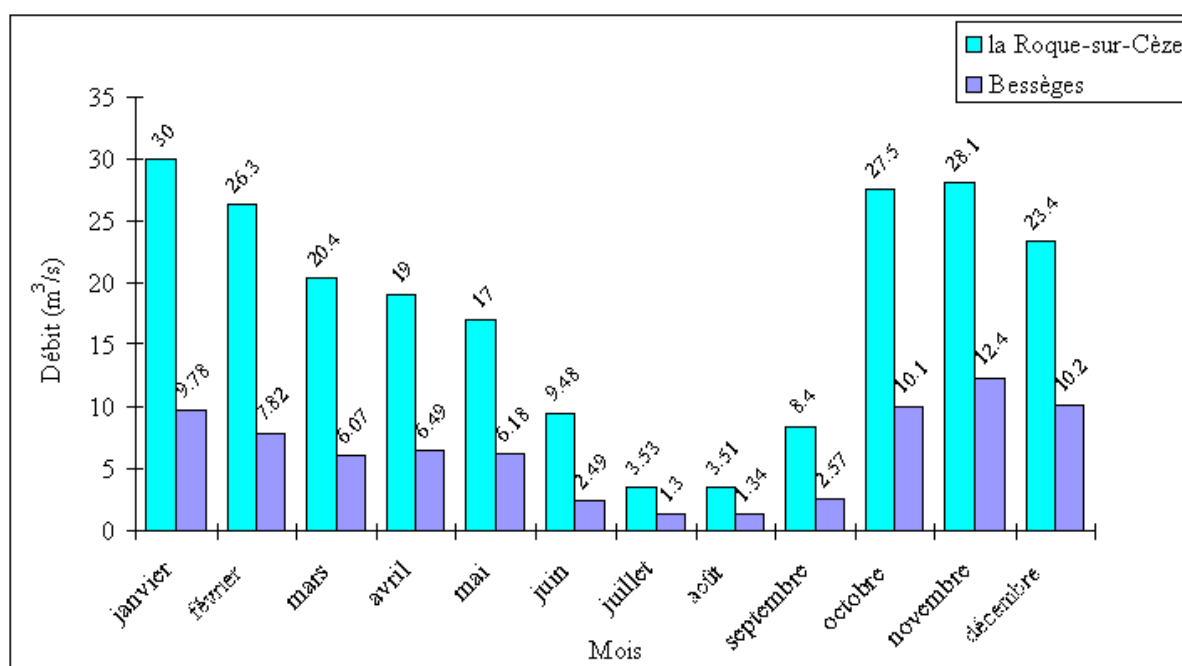
#### 2.1.1.3.2. Un régime hydrologique contrasté

Le régime hydrologique est défini par Lambert (1996) comme étant « *la réponse temporelle du bassin-versant aux impulsions des saisons climatiques* ». Les grands types hydrologiques sont donc calés sur les zonations climatiques. Mais dans ces zones, il existe des variations à différents niveaux d'échelles. A l'échelle du bassin-versant de la Cèze, cinq stations de mesures ont fonctionné, permettant l'étude du régime hydrologique du cours d'eau. Actuellement, il ne reste que deux stations fonctionnelles : celle de Bessèges en amont et celle de la Roque-sur-Cèze en aval. Ce sont les deux seules qui offrent des données sur une période assez longue pour être statistiquement recevables. La station d'Aujac fournit une base

de données pour la période 1978-1987, celle de Saint-André-de-Roquepertuis n'a fonctionné que 2 ans (de 1971 à 1972) et enfin celle de Chusclan a dû être endommagée par les inondations de 2002 puisque l'arrêt de son fonctionnement correspond à cette période (elle a donc fonctionné de 1993 à 2002). Pour cette étude, nous utiliserons donc essentiellement les données des stations de Bessèges et de la Roque-sur-Cèze mais les données existantes pour les trois autres stations ne seront pas occultées mais utilisées avec davantage de précautions.

Pour la station de Bessèges (à l'amont), le module est de  $6,4 \text{ m}^3/\text{s}$  alors qu'il est de  $18 \text{ m}^3/\text{s}$  à celle de la Roque-sur-Cèze (à l'aval). Il croît donc de l'amont à l'aval avec les valeurs de débits suivantes :

- Aujac :  $1,7 \text{ m}^3/\text{s}$
- Bessèges :  $6,4 \text{ m}^3/\text{s}$
- Roque-sur-Cèze :  $18 \text{ m}^3/\text{s}$
- Chusclan :  $20,48 \text{ m}^3/\text{s}$ .



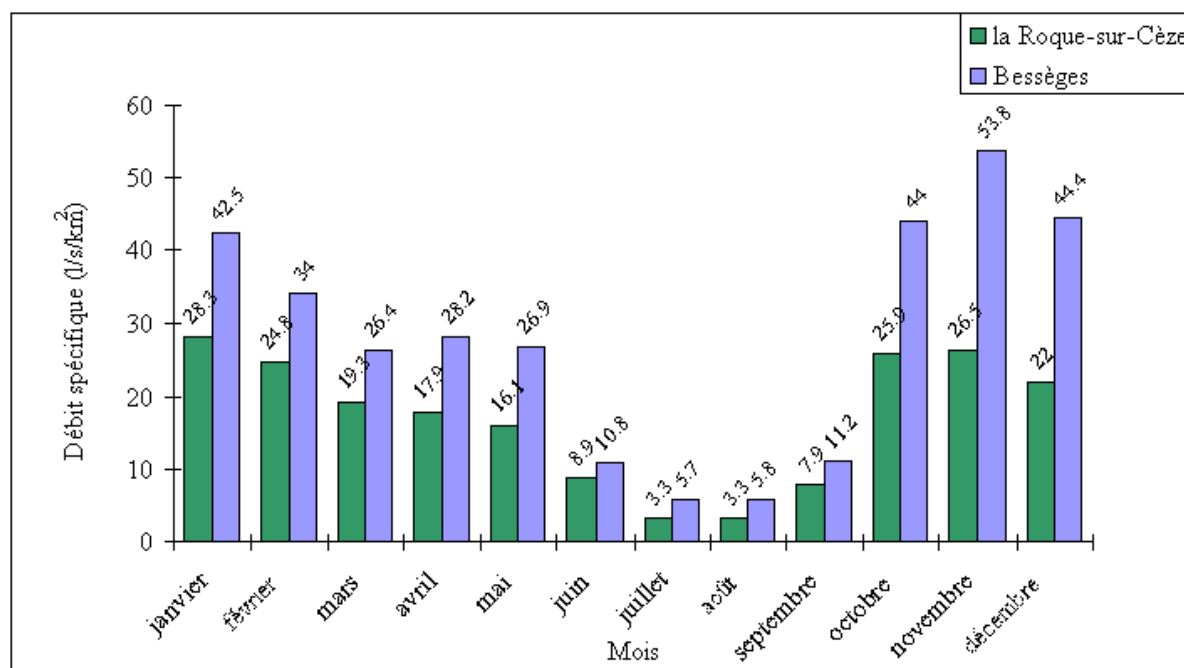
**Figure 10 : Débits bruts moyens mensuels de la Cèze à Bessèges (1973-2006) et à la Roque-sur-Cèze (1961-2006).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

L'observation de la figure 10 permet de mettre en évidence deux saisons hydrologiques qui sont nettement plus marquées à l'aval. La première est une saison d'abondance qui s'étend d'octobre à mai et, la seconde est une saison de pénurie de juin à septembre. Le mois le plus abondant est novembre pour l'aval ( $12,4 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et janvier pour l'amont ( $30 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Selon Pardé (1968) et Lambert (1996), il s'agit d'un cours d'eau à régime méditerranéen où le débit d'hiver est supérieur au module. Toutefois, il faut nuancer ceci car pour l'amont du cours d'eau, le débit maximal mensuel se situe bien en automne comme cela est défini pour les cours d'eau méditerranéens mais ce n'est pas le cas pour l'aval. On peut peut-être ici voir l'influence du réseau karstique qui peut modifier le régime du cours d'eau. En effet, celui-ci peut écriéter le pic d'automne en stockant une partie des eaux qu'il restitue par la suite. Pour l'amont, on observe donc un pic en octobre puis une décroissance du débit qui s'accroît jusqu'à la sécheresse estivale. En revanche, pour l'aval, il existe bien un premier mode en automne avec un pic en novembre puis une décroissance suivie du mode

principal en janvier. A partir de ce pic, les débits ne font que décroître jusqu'en juillet sans jamais atteindre un point de tarissement (rôle de soutien d'étiage du barrage). Lorsqu'on observe ce graphique, on ne peut pas se rendre compte de l'importance de l'amont du bassin-versant dans le ruissellement. Il est donc intéressant de reprendre les mêmes données mais en les rapportant à la surface de bassin-versant drainée (figure 11).

L'observation de ce nouveau graphique permet de voir que finalement malgré une surface plus faible, l'amont du bassin draine de plus grandes quantités d'eau. En effet, le débit spécifique moyen amont est de  $27,8 \text{ l/s/km}^2$  et celui de l'aval n'est que de  $17 \text{ l/s/km}^2$ . Pardé (1968) les définit comme des débits spécifiques forts mais le débit aval appartient à la partie inférieure de l'intervalle utilisé (entre  $15$  et  $40 \text{ l/s/km}^2$ ). Il est donc fort probable que ce soit dans la partie amont du bassin que naissent les crues les plus violentes. Le barrage de Senéchas a donc une position stratégique. Les études hydrologiques du Bureau d'Ingénieurs Conseils Coyne et Bellier (1982 ; cité dans Carex Environnement, 2003b), spécialisé dans la réalisation de barrages, montrent que « *le barrage soulage de façon significative les communes de Bessèges et de Saint-Ambroix pour les crues d'occurrence inférieure à 50 ans. En revanche, il protège faiblement contre les crues plus rares, et son effet décroît vers l'aval.* »



**Figure 11 : Débits spécifiques moyens mensuels de la Cèze à Bessèges (1973-2006) et à la Roque-sur-Cèze (1961-2006).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

#### 2.1.1.4. L'occupation du sol dans le bassin-versant

L'occupation du sol est le dernier facteur qui peut agir de manière significative sur les débits liquides et solides.

Une fois encore, la distinction sera faite entre la partie amont montagneuse du bassin-versant et la partie aval. A l'amont, on observe un étagement de la végétation. Celui-ci varie selon l'exposition, en adret ou en ubac. Sur les plus hauts sommets, les pelouses sont vite relayées par des forêts de pins sylvestre, de pins à crochets et de chênes blancs. A partir de

1000 m et jusqu'à 300 m d'altitude, on observe des châtaigneraies. La forêt n'est pas propice à la concentration du ruissellement et à la mobilisation du matériel puisqu'elle offre une bonne protection des sols.

A partir de Saint Ambroix, la vaste plaine d'Alès est cultivée avec des vignes, des arbres fruitiers ou du fourrage. Les cultures peuvent permettre une certaine infiltration grâce au travail mécanique des sols et aux racines des végétaux. Cependant, les cultures viticoles se situent souvent sur des pentes pour bénéficier d'une meilleure exposition. Le facteur le plus important est celui de l'orientation des rangs. Si ces derniers sont perpendiculaires à la ligne de plus grande pente, alors le ruissellement est limité ainsi que le transport sédimentaire. A l'inverse et c'est ce qui était coutumier avant les inondations de 2002, si les rangs sont plantés dans le même sens que la pente, le ruissellement est accru et le transport solide est d'autant plus grand que les inter-rangs sont souvent laissés à nu.

Sur les plateaux calcaires, il pousse une végétation de type garrigue (chênes kermès, cistes, lavande, romarin). Même si cette végétation n'a pas un rôle protecteur aussi efficace que la forêt, elle permet toutefois de limiter la concentration du ruissellement et par la même son pouvoir d'ablation.

Proche des cours d'eau, la ripisylve est constituée essentiellement d'aulnes, de frênes, de saules et de peupliers (espèces hygrophiles). Elle peut avoir un rôle lors des débordements mais ne représente pas une masse suffisamment importante pour influencer sur les conditions d'infiltration. Elle peut également être arrachée par des courants très forts et donc constituer des embâcles au droit des ponts, provoquant ainsi des surélévations de la ligne d'eau.

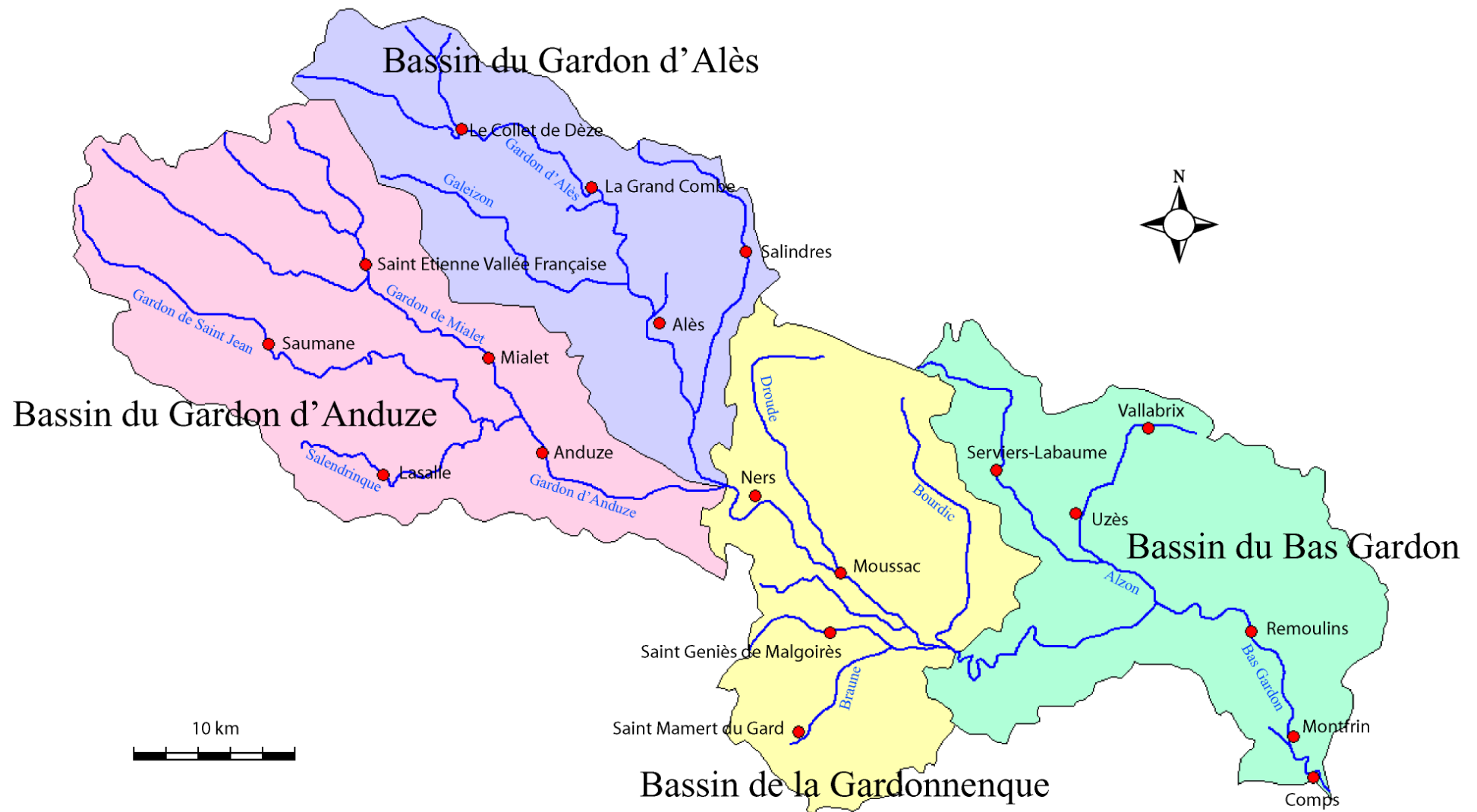
La présence généralisée de vestiges gallo-romains témoigne de l'ancienneté de l'occupation humaine du bassin-versant. Aujourd'hui, l'urbanisation induit des surfaces bétonnées et donc totalement imperméables. En revanche, elle évite la mobilisation de matériel sédimentaire. Dans son ensemble, le bassin-versant de la Cèze est peu urbanisé et peu industrialisé. Les surfaces totalement imperméables sont donc réduites. On compte 71 000 habitants permanents (Carex Environnement, 2003b). Les zones urbaines les plus importantes sont Bagnols-sur-Cèze et Saint Ambroix/Bessèges. Toutefois, il est à noter que la population s'accroît par l'apport de touristes. Les abords des cours d'eau sont des lieux de prédilections pour les activités touristiques et en cas de crue soudaine il ne faut pas négliger cette présence dont la vulnérabilité est forte.

### 2.1.1.5. Conclusion

Le bassin-versant de la Cèze présente à son amont une zone à fortes pentes avec un substrat plutôt imperméable et difficilement mobilisable, susceptible de recevoir de grandes quantités d'eau. La présence de végétation arborée peut avoir un rôle d'amortisseur et limiter la concentration du ruissellement dans les vallées existantes. Dès Saint Ambroix, les pentes sont plus faibles mais l'énergie acquise à l'amont et l'apport des affluents permettent au cours d'eau de garder une compétence forte. La présence d'un substrat plutôt perméable et facilement mobilisable (marnes) associée à une activité agricole et viticole permet au cours d'eau de se charger en sédiments. La partie la plus à l'aval, aux pentes les plus faibles, toujours exploitée par l'agriculture et la viticulture constitue une zone préférentielle de dépôt de la charge, ce qui est confirmé par la largeur de la plaine alluviale de la Cèze.

## 2.1.2. Le Gardon

L'appellation « Gardon » ne reflète pas la complexité du bassin-versant. En effet, « le Gardon » est constitué de plusieurs rivières qui portent le nom de « Gardon de ». Celles-ci prennent leur source en Lozère, dans les Cévennes, sur la ligne de partage des eaux qui sert de limite pour les influences atlantiques et méditerranéennes. En effet, dans la partie amont du bassin-versant, le Gardon de Sainte Croix conflue avec deux autres affluents pour donner le Gardon de Mialet qui confluera ensuite avec le Gardon de Saint Jean pour donner le Gardon d'Anduze (figure 12). Il en est de même pour le Gardon d'Alès. Le Gardon d'Alès et le Gardon d'Anduze se rejoignent à l'amont de Ners et prennent le nom de « Gardon », « Gard » ou « Gardons ». Il a été choisi ici d'appeler cette rivière Gardon(s) afin qu'il n'y ait pas de confusion possible avec le nom du département. Le Gardon se jette dans le Rhône à l'aval de Comps. Au total, le bassin-versant du Gardon avoisine la surface de 2025 km<sup>2</sup>.



**Figure 12 : Bassin-versant du Gardon et de ses affluents.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2003c.

### 2.1.2.1. Son bassin-versant

#### 2.1.2.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions

D'une manière générale, le bassin-versant du Gardon est orienté nord-ouest/sud-est. Les 2025 km<sup>2</sup> de son bassin-versant peuvent être divisés en quatre, ce qui délimite quatre sous-bassins qui présentent des caractéristiques morphologiques homogènes (Carex Environnement, 2003c) :

- le sous-bassin-versant du Gardon d'Alès (443 km<sup>2</sup>),
- le sous-bassin-versant du Gardon d'Anduze (626 km<sup>2</sup>),
- le sous-bassin-versant de la Gardonnenque (446 km<sup>2</sup>),
- le sous-bassin-versant du Bas Gardon (510 km<sup>2</sup>).

Dans le sous-bassin-versant du Gardon d'Alès, les cours d'eau sont d'abord orientés nord-nord-ouest/sud-sud-est puis, à partir de la ville d'Alès, la rivière prend une orientation plutôt nord-sud. Au niveau du sous-bassin-versant du Gardon d'Anduze, les cours d'eau sont d'abord orientés nord-nord-ouest/sud-sud-est jusqu'à Anduze et la rivière prend ensuite une direction ouest-est. Pour le sous-bassin-versant de la Gardonnenque, le cours d'eau reprend un cours nord-nord-ouest/sud-sud-est mais lorsqu'il arrive dans le bassin du Bas Gardon, il coule d'abord ouest-est puis quasiment nord-sud avant de rejoindre le Rhône après un parcours total de 135 km.

Aucun des quatre types simples évoqués par Lambert (1996) ne correspond parfaitement pour définir le bassin-versant du Gardon. Dans sa partie amont, le bassin-versant est de type poirier en espalier. Mais ce n'est pas le cas pour la partie aval puisque les affluents ne sont pas affectés par un système de fractures. Ainsi, la forme générale du bassin-versant a une tendance rectangulaire.

#### 2.1.2.1.2. Ses principaux affluents

Le Gardon d'Alès reçoit le Galeizon, le Grabieux, le Gravelongue et l'Avène. Le Gardon d'Anduze voit son cours grossir sous les apports de la Salindrenque, du Gardon de Saint Jean et du Gardon de Mialet. La partie amont est donc bien pourvue en affluents. Une fois réunis à l'amont de Ners, les Gardons reçoivent d'autres affluents comme la Braune (qui reçoit elle-même l'Esquielle et l'Auriol), le Bourdic, la Droude, l'Alzon, (qui reçoit les Seynes). Malgré le nombre plus important d'affluents dans la partie amont du bassin-versant, les surfaces drainées sont tout juste plus importantes. En effet, en amont les affluents participent à hauteur de 649 km<sup>2</sup> au drainage du bassin-versant alors qu'en aval, les affluents moins nombreux drainent tout de même 523 km<sup>2</sup> (tableau 3).

La situation la plus critique serait celle qui verrait une concomitance des ondes de crues de tous les affluents simultanément. Ceci nécessiterait des précipitations soutenues sur de grandes surfaces. Au delà du nombre et de l'organisation de ces affluents, leur système de pentes peut jouer un rôle important dans le déclenchement d'une crue du Gardon.

Sous- bassin	Nom du cours d'eau	Superficie du bassin-versant en km <sup>2</sup>	Longueur en km	Pentes moyennes en %
Sous-bassin-versant du Gardon d'Alès		443		
	Gardon d'Alès	443	60	1,23
	Galeizon	85	28	2,2
	Avène	58	29	1,49
Sous-bassin du Gardon d'Anduze		626		
	Gardon d'Anduze	626	17	0,2
	Salindrenque	70	23	4,1
	Gardon de Saint Jean	195	50	1,84
	Gardon de Mialet	241	80	1,8
Sous-bassin-versant de la Gardonnenque		446		
	Gardon	46	23	0,19
	Braune	109	16	0,33
	Bourdic	93	24	0,77
	Droude	129	22	0,56
Sous-bassin-versant du Bas Gardon		510		
	Gardon	510	45	0,09
	Alzon, Seynes	192	49	0,8

**Tableau 3 : Principaux cours d'eau du bassin-versant du Gardon.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2003c.

#### 2.1.2.1.3. Son système de pentes

En 135 km, la dénivelée est de 1494 m (figure 13). La pente est donc moyennement forte (0,011 m/m en moyenne soit 1,1%). Il faut toutefois relativiser ceci puisque, les pentes sont fortes à l'amont et plus faibles à l'aval. La source du Gardon se situe à environ 1500 m d'altitude alors qu'à Alès et Anduze, l'altitude n'est plus que respectivement de 134 et 135 m. En 45 km, l'altitude du Gardon d'Alès diminue de plus de 1300 m soit une pente moyenne de l'ordre de 3%. À sa confluence avec le Rhône, on atteint la cote de 6 m, la pente est donc beaucoup plus faible (0,14%).

Lorsqu'on observe les pentes des affluents, ceux qui ont les plus fortes pentes (jusqu'à 4%) sont ceux du sous-bassin-versant du Gardon d'Anduze et notamment la Salindrenque. Les affluents du sous-bassin-versant du Gardon d'Alès ont des pentes toujours supérieures à 1%. En revanche, tous les affluents des sous-bassins aval ont des pentes inférieures à 1%. Il existe donc une rupture de pente qui se situe sur la ligne Anduze/Alès. Cette ligne imaginaire sépare un sous-bassin amont aux pentes abruptes et un sous-bassin aval aux pentes nettement plus faibles.

Comme nous l'avons vu, les affluents d'amont sont plus nombreux que ceux d'aval mais ils drainent des surfaces équivalentes. L'analyse des pentes nous permet de mettre en évidence le rôle majeur des affluents d'amont dans la constitution des débits liquides du Gardon. Les affluents d'aval quant à eux viennent l'entretenir. L'étude de la lithologie permettra de voir si le rôle des pentes n'est pas compensé par de forts coefficients d'infiltration.



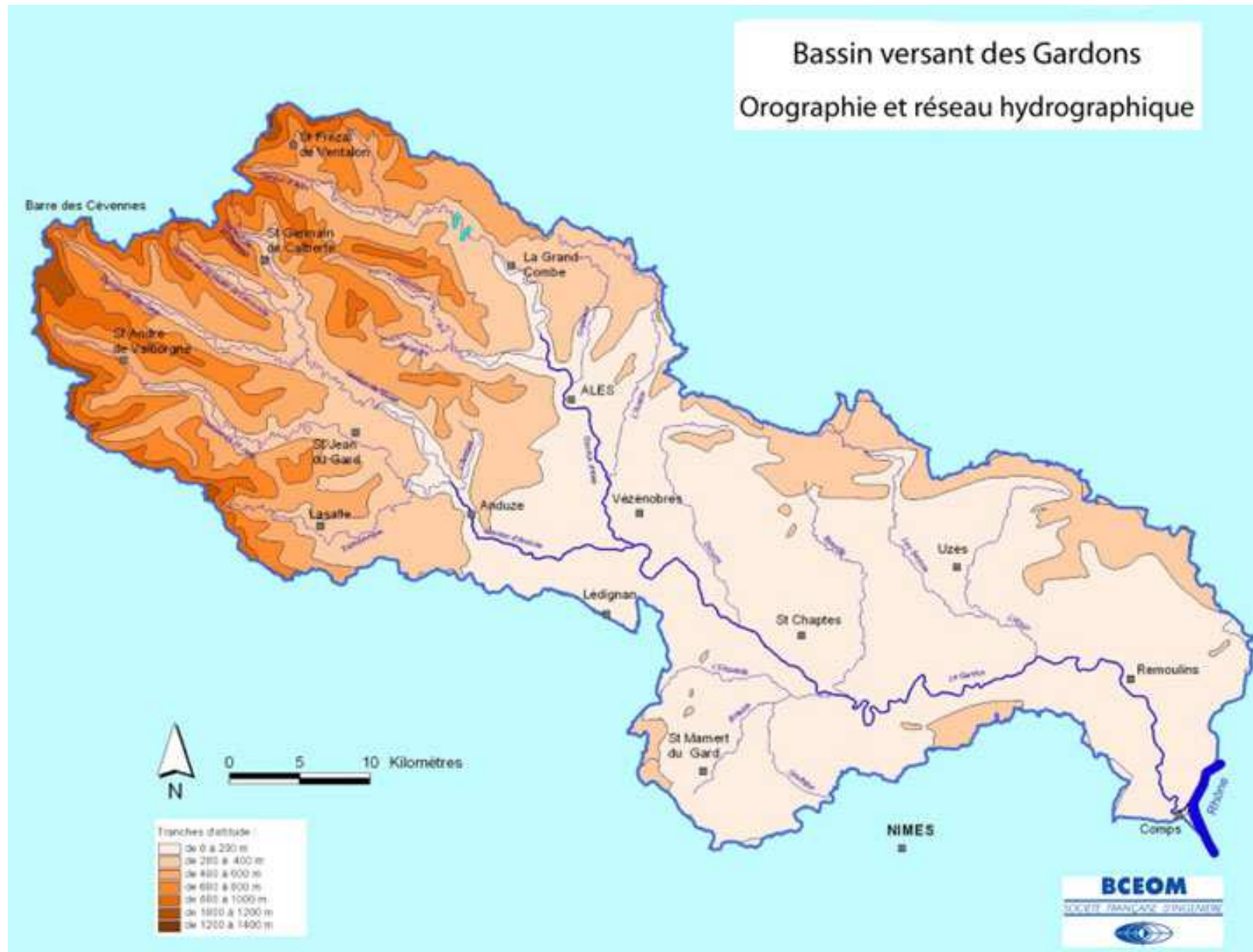


Figure 13 : Orographie et réseau hydrographique du bassin-versant des Gardons.

Source : BCEOM, 1999.

### 2.1.2.2. La lithologie du bassin-versant

Le nord-ouest du bassin-versant est dominé par les Cévennes qui sont constituées essentiellement de formations métamorphiques avec une grande variété de gneiss et de micaschistes. La présence de mica sous forme de paillettes est facilement remarquable de par sa brillance et son éclat. Cette lithologie confère à ce haut bassin une certaine imperméabilité, les terrains sont donc propices au ruissellement. Ces pentes cévenoles se prolongent par une bordure calcaire ancienne, essentiellement d'âge jurassique. En effet, au dessus des conglomérats de base affleurent des calcaires dolomitiques dans lesquels s'intercalent des niveaux marneux, puis des marnes noires, vertes et rouges, des dolomies et des grès au sommet (Berger et Lemperrière, 1972 ; Bilotte *et al.*, 1988 ; Carex Environnement, 2003c). La présence de calcaires donne naissance à un réseau karstique important qui lui confère un fort potentiel d'infiltration.

Le Gardon s'écoule ensuite dans la vaste plaine d'Alès (6 km de large) qui est une dépression orientée nord-est/sud-ouest due à la présence de la faille des Cévennes à l'ouest et à celle de Barjac à l'ouest (Berger et Lemperrière, 1972 ; Bilotte *et al.*, 1988). Le remplissage syn-rift (épais de plusieurs centaines de mètres) discordant sur les séries antérieures regroupe les dépôts continentaux carbonatés et détritiques du Ludien (Eocène terminal) et les dépôts continentaux d'âge Oligocène (Stampien et Chattien) discordants sur le Ludien. Il s'agit essentiellement de calcaires argileux, de marnes et conglomérats oligocènes dont la perméabilité est variable. A Anduze, la Porte des Cévennes sépare les formations métamorphiques des calcaires kimméridgiens (Jurassique supérieur). Une fois le Gardon d'Anduze et le Gardon d'Alès réunis, le cours d'eau traverse des terrains oligocènes constitués d'un complexe molassique et calcaire perméable (Damiani *et al.*, 1967 ; Menillet *et al.*, 1973). En aval de Dions, la rivière s'encaisse dans des gorges étroites du plateau d'Uzège. Ce plateau est constitué de calcaire massif urgonien très karstifié ce qui lui confère une forte perméabilité. Cependant, sa dureté ne permet pas une mobilisation facile de ce matériel par le ruissellement lors d'une inondation. Ce passage en gorges induit un rétrécissement sensible de la plaine alluviale du Gardon et donc une augmentation des vitesses. A la sortie des gorges, le Gardon traverse les terrasses alluviales quaternaires du Rhône. La plaine alluviale est alors plus large.

Toute la partie amont du bassin-versant est constituée de roches cristallines (granitiques et métamorphiques) plutôt imperméables. En revanche, dès que le Gardon d'Alès rejoint le Gardon d'Anduze, il draine alors le bassin sédimentaire (Sheffer *et al.*, sous presse). La partie amont permet donc la formation de ruissellement concentré qui peut s'étaler ensuite dans la vaste plaine d'Alès avant de devoir passer dans les gorges étroites du plateau d'Uzège pour enfin rejoindre le Rhône en passant par la zone des Costières. L'imperméabilité relative de l'amont du bassin-versant est un des facteurs clefs pour l'apparition des crues cévenoles.

### 2.1.2.3. Le régime pluviométrique et hydrologique

Le bassin-versant du Gardon subit un climat méditerranéen qui présente quelques particularités, mais les données dont nous disposons ne permettront pas de vérifier les hypothèses que nous avancerons.

D'une manière globale, les étés sont chauds et secs et les hivers plus frais et humides. Les mois les moins pluvieux sont juin, juillet et août avec un minimum pour juillet de 27 mm. Cependant, les orages d'étés peuvent être très violents et accompagnés de pluies intenses. Le mode principal se situe au mois d'octobre (138 mm) ; l'automne apporte 2/3 du total annuel des précipitations. Cette saison se caractérise également par l'apparition de pluies intenses dont les hauteurs peuvent avoisiner les 300 mm en quelques heures (Carex Environnement, 2003c). Le maximum secondaire est situé en janvier et, les moyennes mensuelles sont à peu près constantes jusqu'au début de l'été.

Si on s'attache aux caractéristiques notamment topographiques du bassin-versant, il est évident que ce que nous venons d'annoncer n'est valable que pour la partie aval du bassin et que cela doit être nuancé. La partie amont se situe dans les Cévennes qui ont un climat de type montagnard. Elle est donc abondamment arrosée ou enneigée selon l'altitude d'octobre à mars (d'après [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr)). Ce climat montagnard se dégrade plus on s'éloigne du Mont Lozère pour aboutir au climat que nous venons de décrire. Il existe bien un gradient des températures et, plus important encore, un gradient des précipitations. La figure 14 est donc davantage représentative de l'aval du bassin-versant.

Les précipitations, lorsqu'elles ont lieu dans la partie amont du bassin-versant prennent le nom de « pluies cévenoles » et lorsque celles-ci donnent naissance à des inondations, la crue subite et violente est nommée « Gardonnade » (Carex Environnement, 2003c). Les « Gardonnades » se caractérisent par des débits particulièrement élevés pouvant atteindre plusieurs milliers de m<sup>3</sup>/s (4500 m<sup>3</sup>/s à Ners en 1958 d'après l'Atlas des Zones Inondables). Les dernières grandes « Gardonnades » datent de 1958 et 2002. Le Gardon présentant de nombreux points communs avec la Cèze, l'étude plus détaillée de son régime hydrologique n'a pas été menée car leurs régimes hydrologiques sont similaires (Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais : [www.lthe.hmg.inpg.fr](http://www.lthe.hmg.inpg.fr)). Son débit est souvent nul dans les gorges, en été, par combinaison d'un très faible débit et de l'infiltration dans les calcaires.

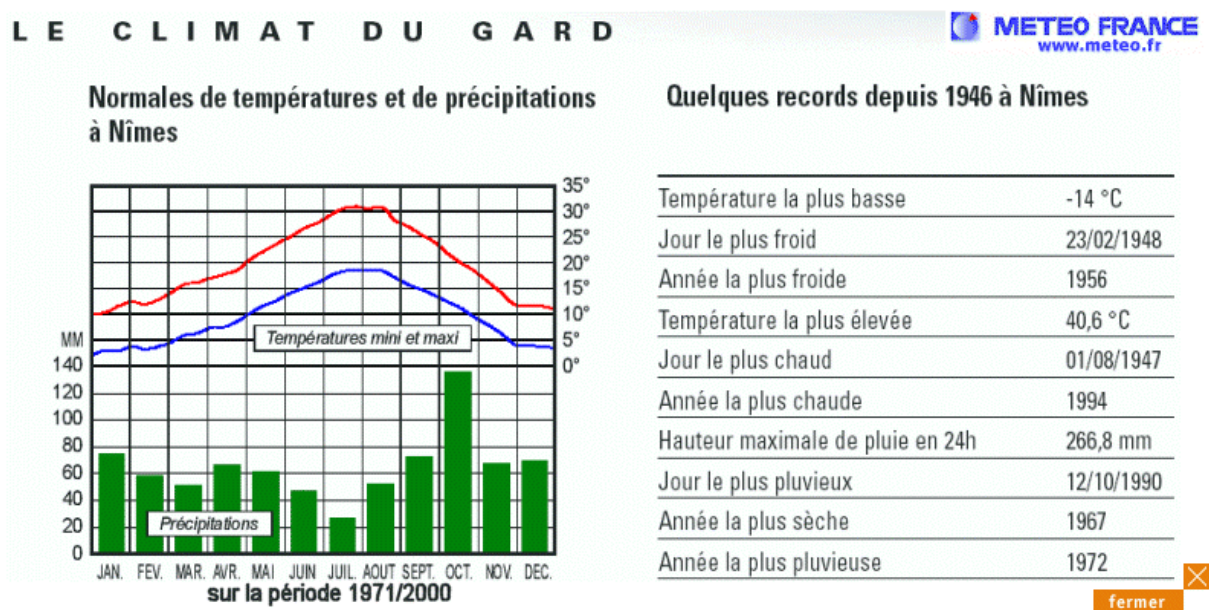


Figure 14 : Le climat du Gard.

Source : [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr).

#### 2.1.2.4. L'occupation du sol dans le bassin-versant

Si l'occupation humaine dans le bassin-versant du Gardon commence dès la pré-histoire, les différents ouvrages tels que le Pont du Gard démontrent une emprise généralisée dès la période Antique.

Pour la période actuelle, l'occupation du sol sera développée dans l'objectif de connaître son incidence sur le ruissellement et afin de mettre en évidence l'importance des enjeux. La cartographie hydrogéomorphologique est la première étape dans l'élaboration des PPRI (Plan de Prévention des Risques d'Inondation), la présence d'enjeux justifie que ces PPRI soient prescrits et donc que les cartographies hydrogéomorphologiques soient faites. Suite aux inondations de 2002, la cartographie hydrogéomorphologique déjà amorcée pour ce bassin-versant a été étendue d'abord aux affluents les plus importants puis à ceux de rang inférieur. Dans les secteurs à enjeux, même la cartographie de cours d'eau qui ont la taille de petits fossés a été entreprise.

Dans la partie amont du bassin-versant (sous-bassins-versants d'Alès et d'Anduze), la forêt occupe environ 38% de la superficie (Carex Environnement, 2003c). Au XIX<sup>ème</sup> siècle, ces forêts ont subi les abus de pâturage et la surexploitation. L'abandon de grandes superficies de terres agricoles a permis un reboisement qui peut limiter les effets du ruissellement. Dans la partie aval, on ne retrouve la forêt que sur les bas plateaux sous forme de chênaies méditerranéennes. La plus grande partie du bassin-versant est occupée par des cultures, notamment des vergers fruitiers, la céréaliculture et la viticulture. Cette mise en culture peut favoriser l'infiltration selon le type de culture et le travail de la terre. Mais certaines cultures, et notamment la vigne favorisent d'avantage l'imperméabilisation des surfaces avec le développement de croûte de battance au niveau des inter-rangs et le ruissellement quand les rangs sont plantés selon la ligne de plus grande pente.

A l'échelle du bassin-versant, l'urbanisation semble jouer un rôle modéré dans le fonctionnement hydrologique du bassin-versant du fait des faibles superficies qu'elle occupe. En effet, lors de crues exceptionnelles, les surfaces imperméabilisées n'ont que peu de conséquences sur le flux généré, tant les volumes d'eau sont importants. Elles ne sont importantes que parce qu'elles constituent des enjeux majeurs. Cependant, à l'échelle des crues petites et moyennes, l'impact est plus important car il y a une augmentation des volumes ruisselés. De même, si l'on considère l'échelle des sous-bassins, la réflexion est tout autre car l'imperméabilisation des surfaces génère un risque d'inondation pluviale. Ce risque ne fait pas l'objet de nos recherches. Dans le sous-bassin-versant d'Anduze, le mitage prédomine alors que dans celui d'Alès, les habitations sont plus regroupées. L'influence notamment de la ville de Nîmes a permis le développement de ces espaces péri-urbains. Ces villages retrouvent une attractivité grâce notamment aux coûts de logement plus faibles par rapport aux grandes agglomérations. De nouveaux espaces sont donc aménagés et ceux-ci se situent très souvent dans les plaines alluviales fonctionnelles.

#### 2.1.2.5. Conclusion

Le bassin amont présente de nombreuses conditions favorables à la formation des crues. La position topographique des reliefs permet la genèse de précipitations parfois intenses qui alimentent de nombreux affluents. Le substrat constitué essentiellement de roches

métamorphiques présente une certaine imperméabilité qui, combinée aux fortes pentes, est favorable au ruissellement malgré la présence importante de forêt. Nous nous trouvons dans la zone de production de Schumm (1977) où sont générés les flux liquides et solides. En revanche, le risque est restreint puisque cette partie du bassin-versant est peu urbanisée.

A partir d'Alès et d'Anduze, les plaines alluviales s'élargissent. Les deux Gardons reçoivent de nombreux affluents qui viennent soutenir leur débit et malgré des pentes plus faibles et une lithologie plus perméable, les dynamiques sont encore fortes. Nous sommes ici dans la zone de transfert. Le risque devient important du fait de la présence des deux agglomérations qui se sont en partie développées dans la plaine alluviale fonctionnelle.

De l'amont de Ners aux gorges du plateau d'Uzège, la Gardonnenque correspond à une vaste plaine alluviale délimitée par des reliefs modérés. Cette plaine sert de champ d'expansion des crues. La perméabilité des terrains est compensée par les apports des affluents et par l'importante mise en culture. Cette section constitue une première zone de dépôt. Le risque est important car de nombreux villages sont implantés dans cette plaine.

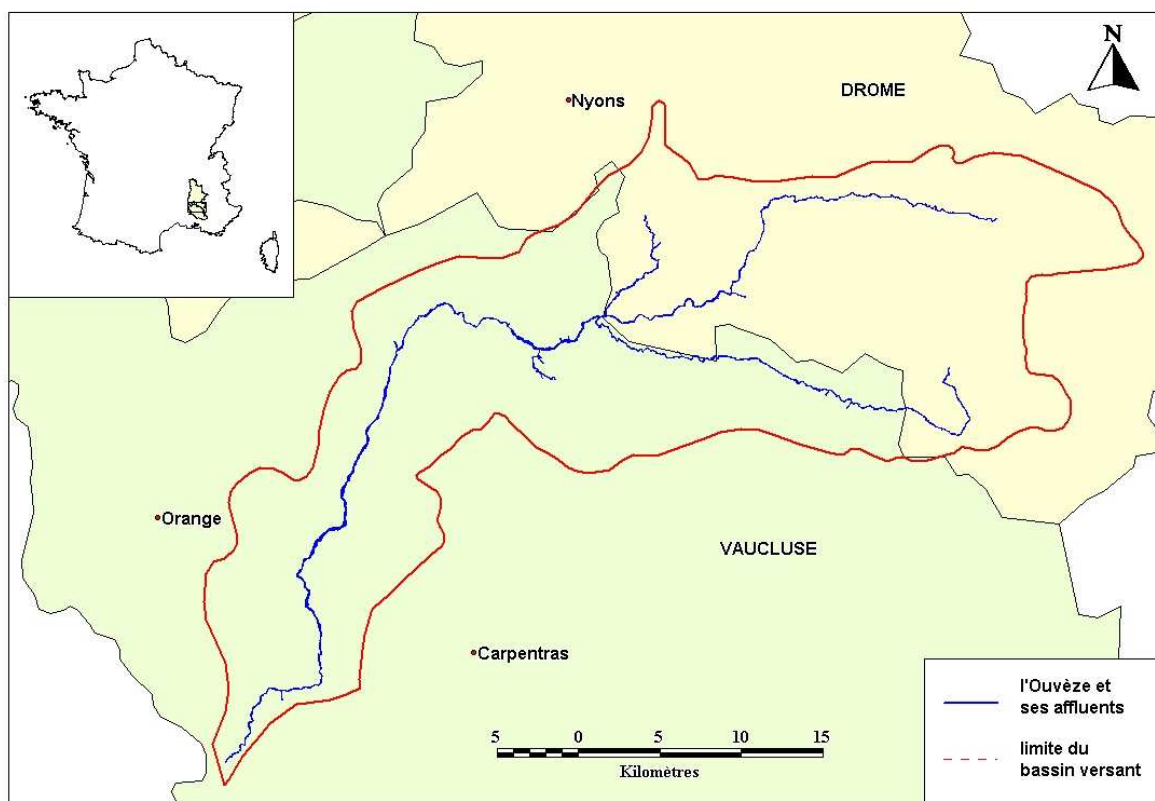
Le Gardon traverse ensuite les gorges de l'Uzège (plateau de calcaires massifs). Ces gorges ont une influence double sur les écoulements. L'eau qui est dans un premier temps étendue dans une vaste plaine doit passer par un rétrécissement. Ceci provoque une surélévation du niveau de l'eau à l'amont du rétrécissement. Dans un second temps, la pression induite provoque une augmentation des vitesses et, une fois sortie des gorges, il y a une perte soudaine de dynamisme. L'eau perd une partie de sa compétence, s'étale et dépose les sédiments qu'elle transportait. Le Gardon ne reçoit plus d'affluents importants ce qui ne compense pas cette perte d'hydrodynamisme due également à la faiblesse des pentes.

### 2.1.3. L'Ouvèze

#### 2.1.3.1. Son bassin-versant

##### 2.1.3.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions

L'Ouvèze est un cours d'eau de 123 km de long. Son bassin-versant représente plus de 2000 km<sup>2</sup> si l'on comprend le bassin de la Sorgue. Celui-ci sera exclu car la Sorgue rejoint l'Ouvèze dans sa partie aval. Ses apports n'ont pas d'influence sur les secteurs étudiés. La superficie du bassin-versant de l'Ouvèze est alors de 850 km<sup>2</sup>. L'Ouvèze prend sa source dans le massif des Baronnies à la Montagne de Chamouse, à une altitude de 785 m. Après un parcours dans un premier temps orienté est/ouest, elle change d'orientation à partir de Roaix pour prendre un tracé nord-nord-est/sud-sud-ouest avant de se jeter dans le Rhône, à l'ouest de Carpentras, à une altitude de 84m (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993). La forme en pin pignon (Lambert, 1996) du bassin-versant permet d'avoir des temps de concentration plus courts et favorise les pointes de crue (Delorme, 2004).



**Figure 15 : Le bassin-versant de l'Ouvèze.**

Source : Delorme, 2004.

#### 2.1.3.1.2. Ses principaux affluents

Le contexte lithologique et structural (qui sera vu ultérieurement) a pour conséquence une organisation spécifique du réseau hydrographique. A l'amont, dans un vaste bassin synclinal, de nombreux affluents confluent sur moins de 7 km. Comme le montre le tableau 4, l'Ouvèze reçoit le Menon puis le ruisseau de la Derbous en rive gauche, 3 km avant le village de Pierrelongue. Quasiment au même endroit, entre les lieux-dits la Grange Neuve et les Baumettes, le ruisseau d'Eyguemarse (rive droite), lorsqu'il coule et le Toulourenc (rive gauche) viennent grossir le débit de l'Ouvèze. En effet, l'Ouvèze et le Toulourenc sont parmi les rares cours d'eau qui coulent toute l'année, alimentés par le Groseau (lui-même alimenté par le Rieufroid) et la résurgence de Notre Dame des Anges (Delorme, 2004). Le Lauzon rejoint l'Ouvèze en rive droite, juste avant Vaison-la-Romaine. Hormis le Toulourenc, tous ces bassins-versants ne font que quelques dizaines de kilomètres carrés, leurs temps de réponse aux précipitations peuvent donc être sensiblement analogues et très courts. Leurs débits de pointe peuvent donc se cumuler pour venir grossir le débit amont de l'Ouvèze (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993). A l'aval de Vaison-la-Romaine, l'Ouvèze n'est plus alimentée que par de nombreux petits talwegs qui ne fonctionnent qu'en hiver où pendant les orages violents. Au niveau du seuil hydraulique de Bédarrides, l'Ouvèze et la Sorgue confluent. La Sorgue est un affluent non négligeable puisqu'elle apporte un bassin-versant de plus de 1100 km<sup>2</sup> mais cette confluence se situe bien en aval du secteur étudié.



Nom du cours d'eau	Rive de confluence	Superficie du bassin-versant en km <sup>2</sup>
Menon	Gauche	38
Derbous	Gauche	41
Eyguemarse	Droite	48
Toulourenc	Gauche	201
Groseau	Gauche	61
Lauzon	Droite	35

**Tableau 4 : Principaux affluents de l'Ouvèze.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2002.

### 2.1.3.1.3. Son système de pentes

D'un point de vue topographique, le bassin-versant de l'Ouvèze peut être divisé en trois sous-bassins. La partie amont, de la source à Vaison-la-Romaine, une partie intermédiaire, Vaison-la Romaine à Violès, enfin une partie aval de Violès à sa confluence avec le Rhône.

La partie amont du bassin-versant se situe sur les contreforts des Baronnies qui ont une altitude moyenne de 860 m. Le point culminant se situe au Loup-Duffre entre La Pierre et Montmorin à 1752 m d'altitude. Les versants présentent des pentes très fortes, supérieures à 20%. 90% de la superficie de ce bassin amont présente des pentes fortes à moyennes (BCEOM, 2000). Le profil en long de l'Ouvèze atteint une pente générale de 2% ce qui en fait une rivière torrentielle de montagnes méditerranéennes aux caractéristiques proches de celles des torrents, avec un lit en tresses.

Entre Vaison-la-Romaine et Violès, les pentes sont nettement plus faibles sauf de manière ponctuelle sur les versants des Dentelles de Gigondas où elles sont moyennes (Carex Environnement, 2002). Le profil en long de l'Ouvèze n'a plus ici qu'une pente de l'ordre de 1%, ce qui lui confère un style méandriforme.

Pour la partie aval, seuls les massifs de Chateauneuf-du-Pape et de la Montagne, au sud de Bédarrides ont des pentes fortes. La pente de l'Ouvèze entre Vaison-la-Romaine et Bédarrides n'est plus que de 0,5% et s'abaisse encore jusqu'à sa confluence avec le Rhône à 0,06%.

On retrouve encore une fois, le schéma de Schumm (1977) avec une zone amont de fourniture de matériel, une zone intermédiaire de transfert et une zone aval de dépôt.

### 2.1.3.2. La lithologie du bassin-versant

D'un point de vue lithologique (figure 16), deux sous-bassins peuvent être distingués (Monjuvent *et al.*, 1991a et 1991b): le sous-bassin amont jusqu'à Vaison-la-Romaine (les Baronnies) et le sous-bassin aval de Vaison-la-Romaine au Rhône (la plaine du Comtat).

Au niveau du sous-bassin amont, le caractère montagnard de l'Ouvèze et de ses affluents est très affirmé et joue un rôle primordial sur le fonctionnement hydrologique de ces cours d'eau. Les Baronnies constituent un ensemble structural complexe composé d'argiles,

de marnes et de calcaires très épais. Le ruisseau de l'Eygumarse draine des terrains du secondaire : des marnes noires du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur, des calcaires du Portlandien, des calcaires argileux du Crétacé inférieur et marnes sableuses et des grès du Crétacé moyen. Entre la commune de Propiac et sa confluence avec l'Ouvèze, cet affluent draine également des marnes bleues et des grès molassiques du Miocène. Le Toulourenc quant à lui passe également par des terrains des ères secondaire et tertiaire, comme les calcaires, parfois gréseux, et les marnes sableuses du Crétacé, ainsi que les marnes et la molasse calcaire du Miocène inférieur. L'Ouvèze draine donc aussi le même type de terrains. Entre Buis-les-Baronnies et Molans-sur-Ouvèze, il s'agit de calcaires et de grès du Crétacé supérieur. Jusqu'à Vaison-la-Romaine, les calcaires deviennent argileux. L'Ouvèze traverse également d'autres terrains miocènes (sableux et gréseux). Les argiles et les marnes sont plutôt imperméables et permettent un fort ruissellement d'autant plus qu'elles se situent dans les parties les plus pentues du bassin-versant. Les calcaires quant à eux peuvent être très perméables surtout s'ils sont karstifiés, comme ceux du Mont Ventoux et du bassin de la Sorgue. Si la karstification est effective, il peut donc y avoir un effet écreteur sur les crues car le karst absorbe une grande partie des précipitations et ne les restitue que plus tard en aval. Cependant, s'il est engorgé, des vidanges brutales peuvent se produire (Martin, 1991).

De Vaison-la-Romaine à sa confluence avec le Rhône, l'Ouvèze draine des terrains meubles plutôt perméables du Tertiaire, composés de marnes et de marnes sableuses, de sables, de grès tendres et de la molasse (Miocène). La vallée s'élargit ensuite jusqu'à Violès. La plaine alluviale s'étend alors sur plus de 500 m de large, surtout en rive gauche. Entre Roaix et Rasteau, la plaine alluviale fonctionnelle est en contact avec des terrasses reposant sur le substratum miocène ou pliocène. Plus à l'aval, l'encaissant est constitué de hautes terrasses en rive gauche, et de la plaine du Comtat en rive droite. L'Ouvèze présente alors un lit en toit jusqu'à Bédarrides. Au niveau de cette cuvette, elle reçoit la Nesque, la Sorgue et d'autres cours d'eau secondaires issus du Plateau de Vaucluse.

La nature des terrains drainés par l'Ouvèze et ses affluents montre le potentiel qu'a le bassin à fournir du matériel au cours d'eau lors d'événements extrêmes. Ceci permettra de justifier des taux de sédimentations importants notamment dans les lits majeurs ordinaires.



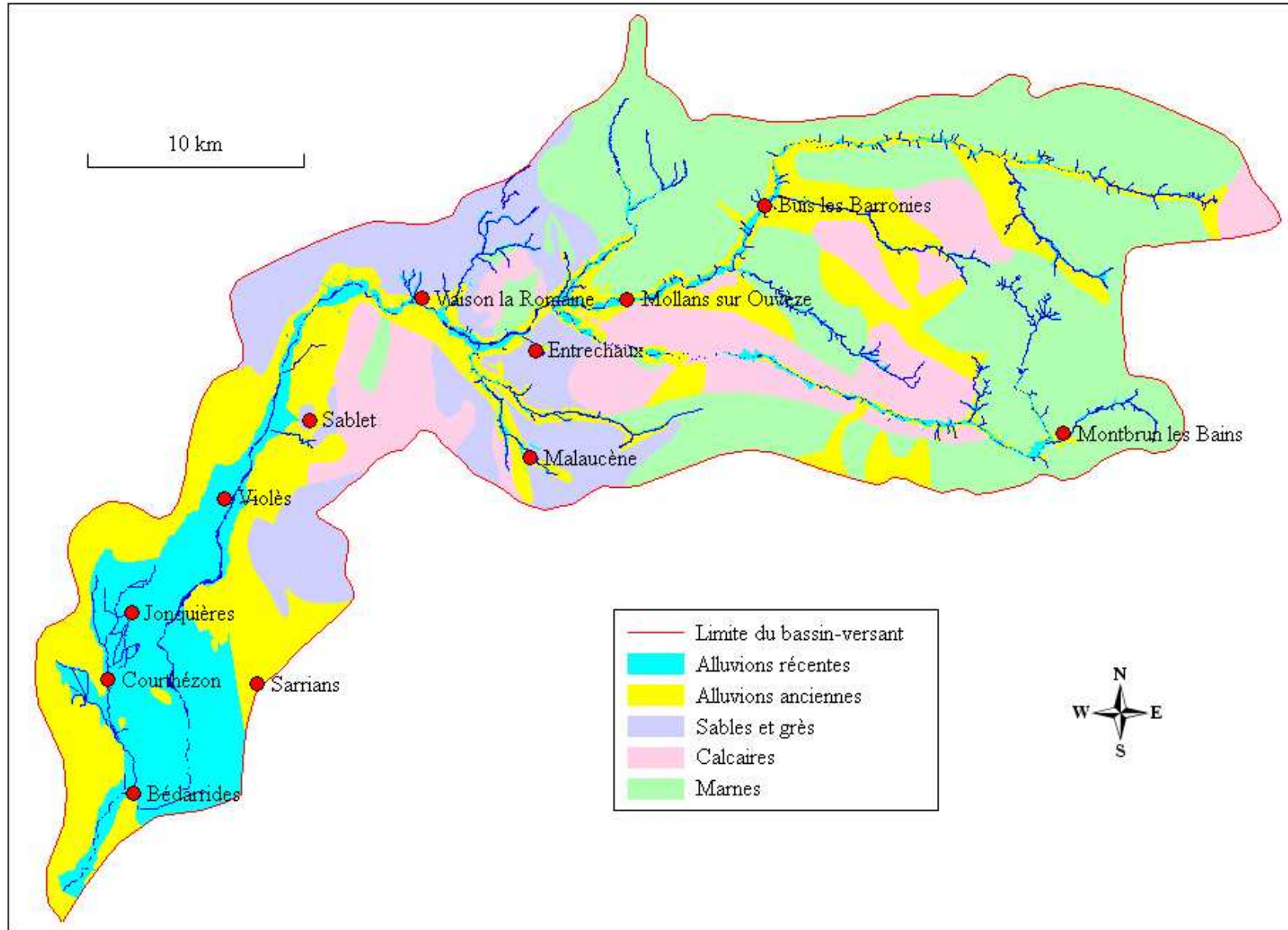


Figure 16 : Carte lithologique des principaux terrains drainés par l'Ouvèze et ses affluents.

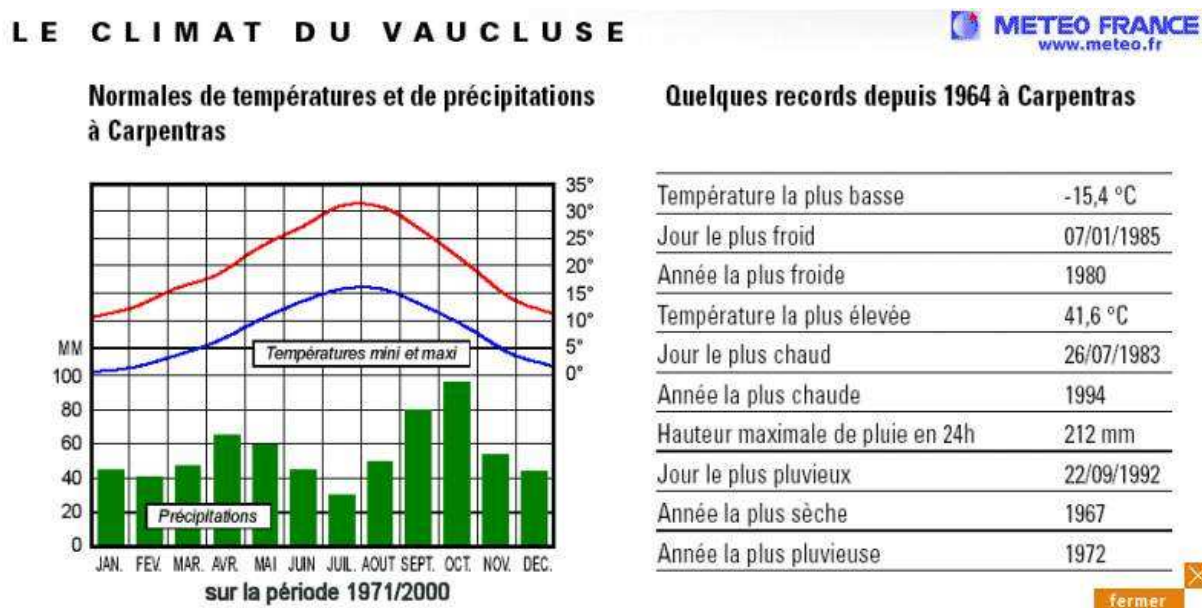
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

### 2.1.3.3. Le régime pluviométrique et hydrologique

#### 2.1.3.3.1. Un régime pluviométrique irrégulier

La grande variabilité morphologique présentée par le bassin-versant de l'Ouvèze, induit des contrastes d'un point de vue climatique. En effet, comme nous l'avons vu, le cours d'eau traverse deux sous-unités différentes : il prend sa source dans un milieu montagneux à l'est (les Baronnies) puis s'écoule en plaine à l'ouest (la plaine du Comtat).

Afin d'illustrer le climat du bassin de l'Ouvèze, nous avons utilisé le diagramme climatique de Carpentras (figure 17). N'ayant pu accéder aux données de la station climatique de Vaison-la-Romaine, celle de Carpentras a donc été sélectionnée puisqu'il s'agit de la station la plus proche de l'Ouvèze pour laquelle nous avons facilement disposé de données.



**Figure 17 : Le climat du Vaucluse.**

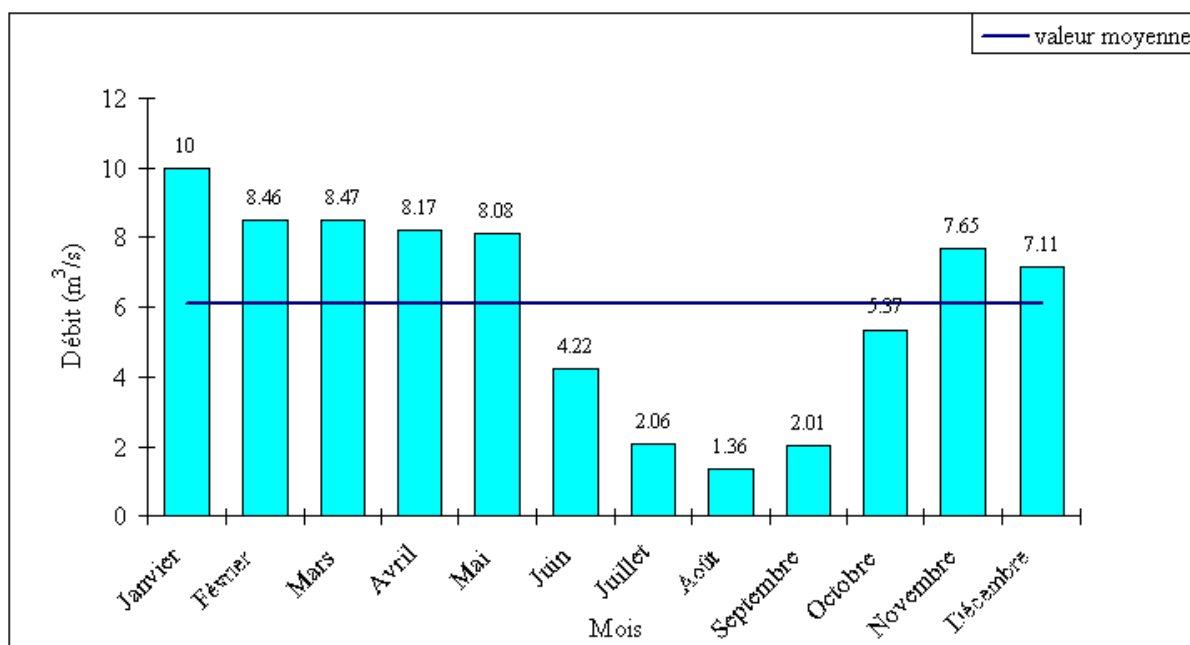
Source : [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr).

D'après la figure 17, l'automne est la saison la plus pluvieuse. Le mois de septembre connaît des précipitations d'environ 80 mm, puis ces dernières augmentent pour atteindre leur maximum en octobre (plus de 95 mm). En novembre, une diminution sensible peut être observée (50 mm) puis elle continue régulièrement jusqu'en février qui représente le deuxième mois le moins pluvieux (40 mm). L'arrivée du printemps se caractérise par des précipitations plus importantes à partir de mars, avec un deuxième mode annuel pour le mois d'avril (65 mm). Les mois suivants sont de moins en moins arrosés, de façon quasi régulière jusqu'en juillet, qui est le mois le moins arrosé (seulement 30 mm) et qui témoigne de la sécheresse estivale. Le mois d'août (50 mm) amorce le retour des pluies.

Ainsi, l'Ouvèze est une rivière soumise à un climat de type subméditerranéen, avec des étés secs, des automnes orageux et un printemps relativement humide. Ce sont en partie les fortes précipitations automnales qui provoquent les principales crues de l'Ouvèze et de ses affluents, comme celle du 22 septembre 1992.

## 2.1.3.3.2. Un régime hydrologique contrasté

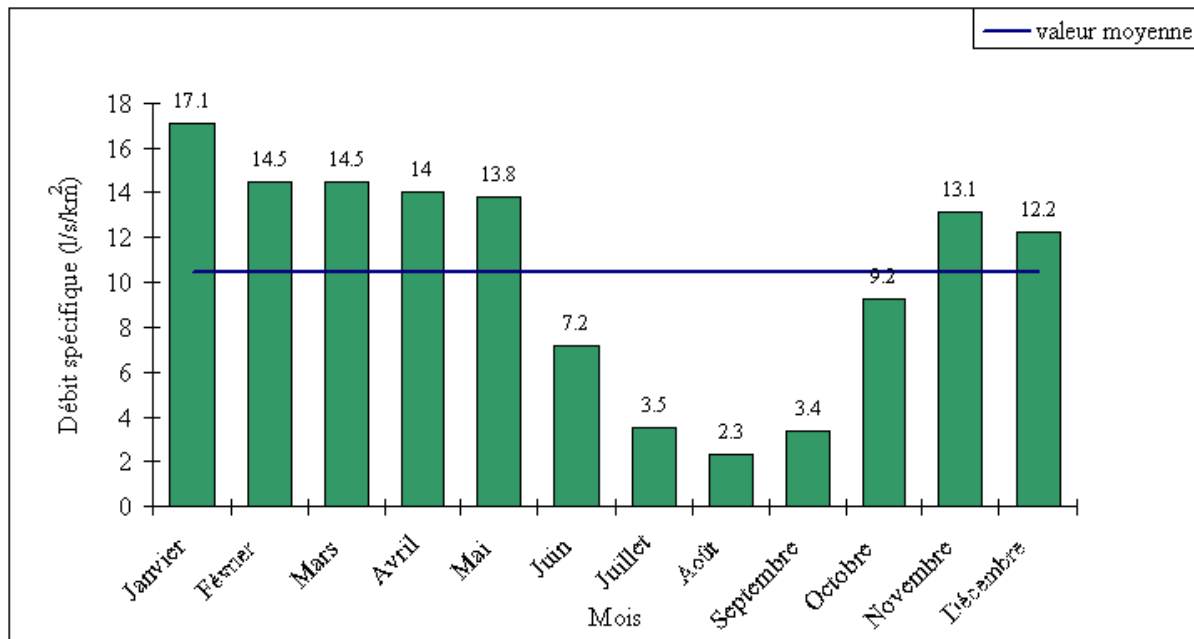
Le régime hydrologique est actuellement mesuré aux stations de Vaison-la-Romaine et d'Entrechaux. La première fonctionne encore actuellement mais les données disponibles couvrent la période 1971-2002, et, elle a été déplacée le 18/05/1994. La seconde couvre la période 2003-2007 mais l'année 2003 n'est pas disponible et 2007 n'est pas encore achevée. Seules les données de la station de Vaison-la-Romaine seront exploitées (figure 18). Il existe une saison d'abondance de novembre à mai (le débit brut moyen mensuel est supérieur au module :  $6,07 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et une saison de pénurie de juin à octobre (le débit brut moyen mensuel est inférieur au module). Le mois le plus abondant est janvier ( $10 \text{ m}^3/\text{s}$ ) alors que le plus faible débit se trouve en août ( $1,36 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Pendant, la période de pénurie, le débit n'atteint jamais zéro. Effectivement, l'Ouvèze même si elle est réduite à un maigre filet continue de couler au niveau de la station de mesure. Le régime hydrologique est de type méditerranéen (Pardé, 1968) : les modes se situent en novembre et en janvier et la faiblesse des débits estivaux est nettement marquée.



**Figure 18 : Débits moyens interannuels de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine pour la période (1971-2002).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

Il ne faut pas négliger le risque du fait de la faiblesse des débits bruts. En effet, lorsqu'on calcule le débit spécifique pour ce cours d'eau, on atteint la valeur moyenne de  $10,4 \text{ l/s/km}^2$  soit un débit moyen selon la typologie de Pardé (1968). Cette moyenne cache des valeurs plus fortes de  $17 \text{ l/s/km}^2$  pour le mois de janvier et nettement plus faibles de l'ordre de  $3 \text{ l/s/km}^2$  (figure 19) pour les mois estivaux. L'écart type est supérieur à 5. Cependant, ce n'est pas en janvier ou au printemps que l'Ouvèze a connu une de ses plus fortes crues mais plutôt à la charnière entre l'été et l'automne (22 septembre 1992). Ces crues sont de forte intensité mais si rares qu'elles n'ont pas d'incidence sur les moyennes présentées ici. Les inondations les plus dévastatrices ont lieu lorsque les influences méditerranéennes d'automne se font ressentir (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993 ; Flageollet *et al.*, 1993).



**Figure 19 : Débits spécifiques moyens interannuels de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine pour la période (1971-2002).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

#### 2.1.3.4. L'occupation du sol dans le bassin-versant

Les outils (burins, grattoirs ...), les structures d'habitats (trous d'appareillage, dallage) et les restes osseux de repas qui ont été découverts dans une grotte située rive droite de l'Ouvèze témoignent de l'ancienneté de la présence humaine dans ce bassin-versant ([www.vaison-la-romaine.com](http://www.vaison-la-romaine.com)). Les vestiges laissés par les communautés agro-pastorales du Néolithique, et en particulier du Néolithique final (7 000 à 3 000 avant notre ère), sont fréquemment décelés sous les niveaux antiques ([www.vaison-la-romaine.com](http://www.vaison-la-romaine.com)). Avec la conquête romaine, les Voconces descendent sur la rive droite où se structure progressivement une ville. L'urbanisme commence à partir de noyaux agricoles qui se métamorphosent en habitations de ville, lors de la création des voies de circulation et l'édification des grands monuments publics. Les témoins de cette occupation antique sont notamment le Pont Romain, le site de Puymin et celui de la Villasse.

Pour l'étude de l'occupation du sol actuelle (BCEOM, 2000), le bassin-versant sera divisé en trois sous-ensembles : la partie amont, le bassin intermédiaire (centré sur Vaison-la-Romaine) et la plaine aval.

Pour la partie amont, il a été observé une forte déprise rurale avec un recul de la mise en culture et du pastoralisme au profit des landes et des friches. Depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, les superficies boisées ont augmenté mais cette augmentation semble être ralentie aujourd'hui. La forêt couvre 36% du bassin drômois, les friches 43% alors que les zones agricoles n'occupent qu'une surface qui représente 21% du sous-bassin. Cette extension du couvert forestier et cette rétraction des espaces agricoles permettent une réduction du ruissellement diffus et contribuent à une diminution de l'ablation des sols sur les pentes parfois abruptes de ces versants amont. Arnaud-Fassetta *et al.* (1993) ont observé « sous le couvert de forêt de *Pinus halepensis*, dans le massif de Suzette (...) que le ruissellement s'y est réduit à un film mince

*sans efficacité morphogénique* ». L'urbanisation quant à elle concerne environ 1% de la superficie du sous-bassin amont, l'imperméabilisation des sols et les enjeux sont donc faibles.

Le bassin intermédiaire, centré sur Vaison-la-Romaine, subit une évolution particulière depuis les années 1950. Les surfaces déjà cultivées ou celles encore en garrigues ont été converties en zone de production de vins d'Appellation d'Origine Contrôlée Côtes du Rhône ou Côtes du Ventoux. La superficie des zones agricoles constituées essentiellement de monoculture viticole atteint aujourd'hui 65% de ce sous-bassin intermédiaire. Comme nous l'avons vu pour d'autres bassins-versants, la culture de la vigne accentue l'érosion hydrique. Son installation a remodelé la topographie, en régularisant les pentes pour faciliter le passage des engins. Les conséquences sont d'autant plus importantes que les rangs ont été plantés dans le sens de la pente et que les inter-rangs sont dépourvus de végétation. La forêt et les friches quant à elles occupent respectivement 32% et 1% de la superficie et essentiellement là où les pentes sont les plus fortes. Un facteur aggravant le ruissellement vient se surajouter, il s'agit de l'urbanisation dont le meilleur exemple est la ville de Vaison-la-Romaine dont la population a doublé en un siècle. En effet, elle comptait 3030 habitants au début du XX<sup>ème</sup> siècle (en 1911) et l'INSEE en compte 5904 pour 1999 et 6127 pour 2004 (estimation provisoire).

La plaine aval a connu une évolution moindre avec une reconcentration de l'activité agricole (essentiellement viticole) et une transformation des techniques culturales. Mais, le fait le plus marquant est la part importante de l'urbanisation qui atteint 29% de la superficie de ce sous-bassin.

Tout au long des cours d'eau, on peut observer la présence de ripisylve qui sert de peigne à alluvions (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993). Les arbres s'ils sont mal entretenus peuvent être arrachés lors de crues et servir de projectiles contre les berges, les remblais ou les piles des ponts ou peuvent créer des embâcles à l'amont d'obstacles transversaux et des vagues de crue lorsque le « bouchon » cède.

#### 2.1.3.5. Conclusion

Au niveau du sous-bassin amont, le caractère montagnard du bassin-versant, l'imperméabilité du substrat, la couverture forestière importante et la convergence de nombreux affluents permettent un accroissement de la concentration puis une augmentation des débits liquides. Au niveau du sous-bassin intermédiaire, la pente encore forte et la présence importante de la monoculture viticole fournissent une charge solide considérable qui peut accroître le volume et la hauteur de l'onde de crue. La partie aval reçoit donc en cas de crue, le flot liquide et solide constitué à l'amont. Le risque est accentué par le fait que cette partie aval concentre les espaces les plus urbanisés et donc les plus vulnérables.

## 2.2. Des affluents de l'Aude

### 2.2.1. L'Argent-Double

#### 2.2.1.1. Son bassin-versant

##### 2.2.1.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions

L'Argent-Double est un cours d'eau à méandres qui a un bassin-versant de 110 km<sup>2</sup> et une longueur de 37 km (figure 20). Il draine la partie minervoise du département de l'Aude. Il se situe au pied de la Montagne Noire et c'est un affluent de rive gauche de l'Aude. Il se jette dans cette dernière à l'aval de La Redorte en passant préalablement sous le canal du Midi. Le bassin-versant est orienté nord/sud pour sa partie amont et nord-ouest/sud-est pour sa partie aval.

Cette situation est propice au développement de « crues éclair ». En effet, comme nous l'avons vu précédemment, la Montagne Noire constitue une véritable barrière orographique face aux dépressions qui sont d'origine méditerranéenne puisque les altitudes y dépassent 1200 m au Pic de Nore et qu'elle est orientée est/ouest. Des pluies de type cévenol peuvent s'abattre sur le bassin-versant. De plus, dans sa partie amont, le cours d'eau coule en gorges ce qui lui confère un caractère torrentiel.

Le bassin-versant a une forme de peuplier (Lambert, 1996). En effet, il s'étend en longueur sur 25,5 km et en largeur jusqu'à 8,5 km (4 à 5 km en moyenne). Ce type de bassin-versant permet une concentration des énergies nécessaires à la mise en mouvement du matériel.



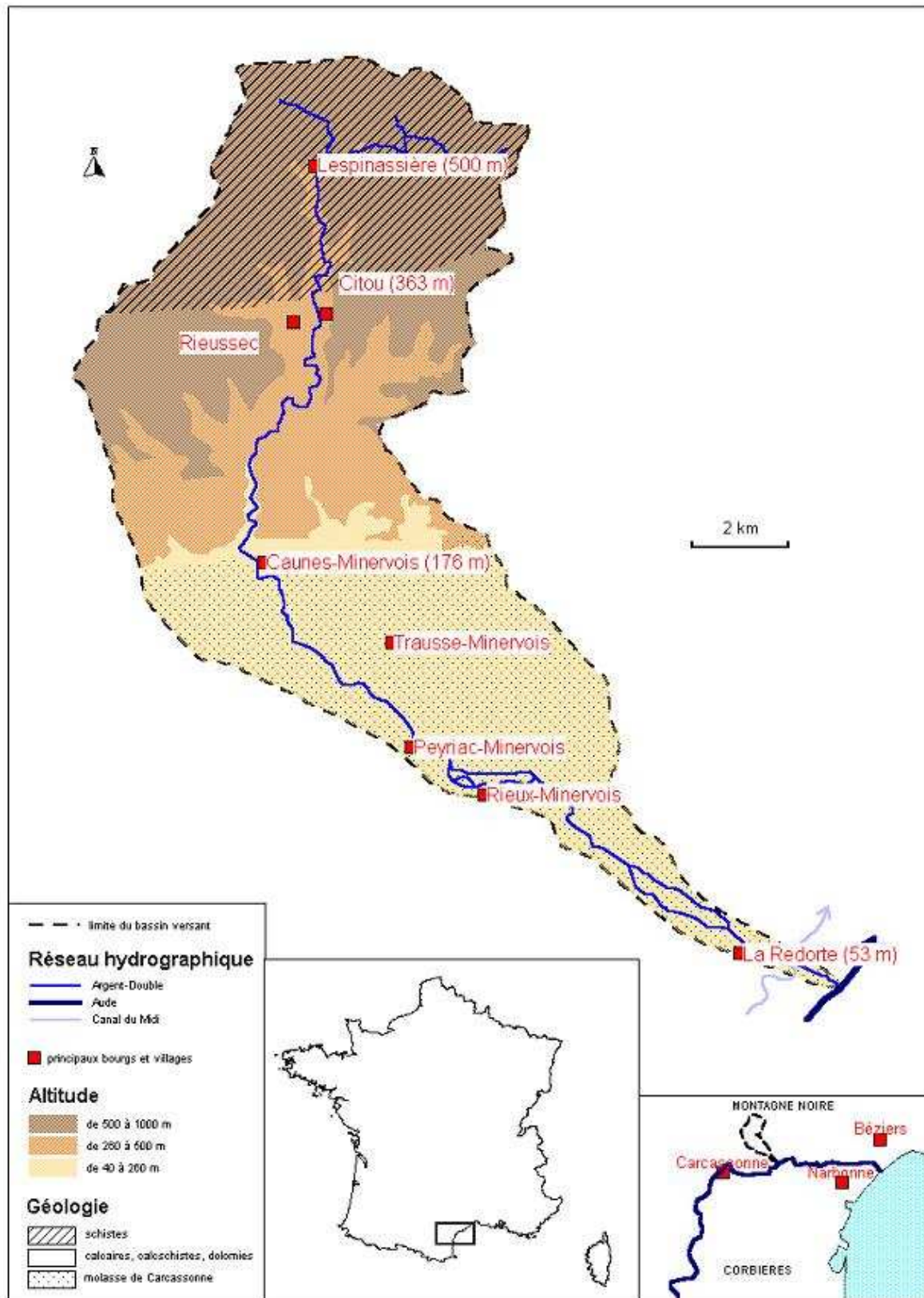


Figure 20 : Localisation et principales caractéristiques du bassin-versant de l'Argent-Double.

Source : Laurent, 2003 ; d'après Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002.

### 2.2.1.1.2. Ses principaux affluents

L'Argent-Double reçoit de nombreux affluents qui augmentent la compétence du cours principal et le flux sédimentaire (tableau 5). Le plus compétent semble être le Cros car il a le plus grand bassin-versant. Les autres affluents, même s'ils n'ont pas un bassin-versant aussi important que celui du Cros (en général leur superficie est inférieure à la moitié de celle du Cros) ont des pentes fortes et des drains courts ce qui peut diminuer les temps de concentration lors des crues. Toutefois, leur rôle dans les apports sédimentaires ne semble pas essentiel.

NOM	RIVE DE CONFLUENCE	BASSIN-VERSANT (km <sup>2</sup> )	LONGUEUR (km)	ALTITUDE DE LA SOURCE (m NGF)	ALTITUDE DE LA CONFLUENCE (m NGF)	PENTE MOYENNE BRUTE (m/m)
Les Lavandières	Droite	9	10,78	678	160	0,021
Le Christophe	Droite	4	7,61	395	140	0,030
Le Cros	Gauche	20	13,53	749	137	0,022
Le Saint Julien	Gauche	6	5,22	211	99	0,046
La Canet	Gauche	13	10,94	414	75	0,032

**Tableau 5 : Les affluents de l'Argent-Double et leurs caractéristiques.**

Source : d'après Chave, 2003 ; modifié par l'auteur.

### 2.2.1.1.3. Son système de pentes

En 37 km, la dénivelée est de 962 m (figure 20). La pente est donc moyennement forte (0,026 m/m en moyenne). Il faut toutefois relativiser ceci puisque, les pentes sont fortes à l'amont et plus faibles à l'aval. La source de l'Argent-Double se situe à 920 m d'altitude alors qu'à Caunes-Minervois, l'altitude n'est plus que de 276 m. En une dizaine de kilomètres, elle diminue de 740 m soit une pente de 0,0725 m/m. À La Redorte, la cote de 53 m est atteinte, la pente est donc beaucoup plus faible (0,0105 m/m). Enfin, à sa confluence avec l'Aude, l'altitude n'est plus que de 38 m, la pente est donc de 0,01 m/m.

On constate ici qu'il existe une rupture de pente. Celle-ci peut contraindre le cours d'eau à déposer une partie de sa charge lors de crues. Cette rupture de charge sédimentaire est confirmée par Arnaud-Fassetta *et al.* (2002) qui ont constaté un épaissement et un élargissement (de 150 à 500 m) de la plaine alluviale.

## 2.2.1.2. La lithologie du bassin-versant

### 2.2.1.2.1. Le sous-bassin amont

L'Argent-Double prend sa source dans la zone axiale de la Montagne Noire, à la Serre d'Alaric (920 m). Jusqu'à l'Espinassière (figure 20), il s'écoule en deux bras distincts qui se rejoignent à ce village. Il traverse alors des terrains schisteux et sédimentaires de la Montagne Noire.



Il draine jusqu'aux environs de Citou (figure 20) des terrains antécambriens constitués de formations métamorphisées (gneiss, schistes, quartzites et de façon plus localisée, des granites comme au Roc de Peyremaux). Il s'agit de formations peu perméables et difficilement mobilisables. Dans ce secteur, le cours d'eau coule en gorges. Le plancher alluvial est très encaissé. Ainsi, dans le lit mineur, le substrat ou des alluvions grossières peu épaisses affleurent (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002).

À l'aval de Citou, il traverse des terrains sédimentaires qui constituent les nappes de charriage du Minervois et de Pardailhan. Ce sont des formations qui datent du Cambrien inférieur à l'Ordovicien. Il s'agit des grès de Marcory (Cambrien inférieur), quartzites (Cambrien moyen), dolomies grises du Praguien (Dévonien inférieur) et des flyschs de Caunes-Minervois (Ordovicien inférieur). Ces formations subissent une altération plus ou moins lente. Dans le cas des marbres roses, l'altération est lente et ils fournissent alors des argiles de décalcification. Dans le cas des flyschs, composés de sable et d'argile, l'altération est mécanique et plus rapide.

Les nombreuses possibilités de reprise des alluvions et des colluvions quaternaires, l'ablation des lits rocheux, eux-mêmes, associées à la forte instabilité des pentes schisteuses, font de cette partie amont du bassin-versant la principale zone de fourniture de débris (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002).

#### 2.2.1.2.2. Le sous-bassin aval

Le village de Caunes-Minervois constitue le point d'articulation entre les deux sous-bassins (figure 20). Dans ce secteur, il existe une série de failles inverses ou chevauchantes qui engendrent un passage en discordance des formations primaires du bassin amont aux formations tertiaires et quaternaires du piémont. À la complexité géologique du bassin amont succède un bassin aval homogène. L'Argent-Double a toujours un style méandrique, il est peu encaissé dans les roches tendres de l'Eocène ou dans les anciennes formations alluviales du Quaternaire.

Les alluvions du Quaternaire moyen (Riss) surmontent les terrains éocènes. Nous ne parlerons ici que du « Riss » et du « Würm » car les alluvions quaternaires plus anciennes ne sont pas présentes sur le cours de l'Argent-Double. La terrasse dite « rissienne » est étagée par rapport à la plaine alluviale et on la retrouve fréquemment le long du cours d'eau. En revanche, la terrasse dite « würmienne » est extrêmement discrète puisqu'elle n'affleure qu'à l'aval de Rieux-Minervois sous la forme d'un lambeau en rive droite. Les terrains éocènes sont représentés par la formation dite d'Aigne dans la bordure méridionale de la Montagne Noire, appelée molasse de Carcassonne (sa puissance atteint 700 m). Cette dernière est constituée de limons, de conglomérats ou de grès plus ou moins grossiers et lenticulaires (Alabouvette et Demange, 1993 ; Gèze, 1979 ; Berger *et al.*, 1990). Quand le faciès le plus induré affleure, la plaine alluviale se resserre, ce qui forme des verrous. Les verrous, du fait du rétrécissement qu'ils engendrent créent une augmentation de la vitesse ce qui permet une plus grande compétence.

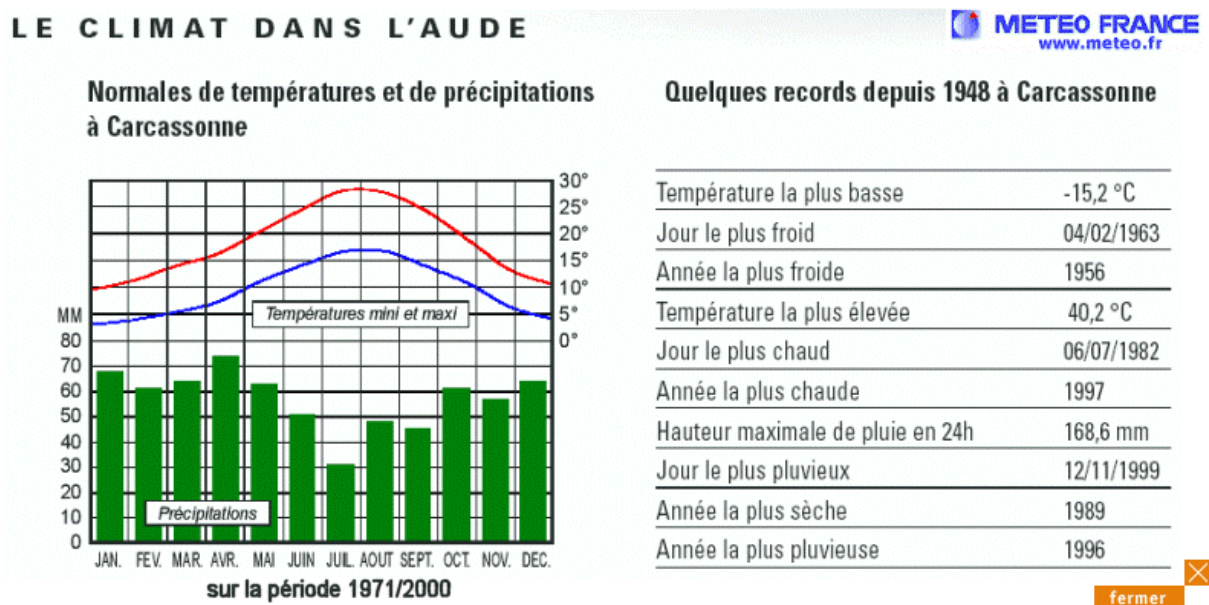
Certains constituants du bassin-versant sont facilement mobilisables par le cours d'eau. Mais le stockage sédimentaire ne peut se faire que lorsque la plaine alluviale s'élargit.

### 2.2.1.3. Régime pluviométrique et régime hydrologique

#### 2.2.1.3.1. Un régime pluviométrique irrégulier

Malgré son éloignement d'une trentaine de kilomètres, la station de Carcassonne est la seule dont les données ont pu être aisément acquises. De plus, aucune barrière orographique ne se trouve entre elle et l'Argent-Double donc nous avons considéré que celle-ci était représentative du climat de ce bassin-versant. Certes, elle l'est davantage pour la partie aval du bassin-versant mais aucune donnée n'a pu être recueillie pour la partie amont qui est davantage montagneuse.

Sur la période 1971-2002, les précipitations moyennes annuelles sont de 680 mm (figure 21). La répartition des précipitations est tri-modale : le mois le plus arrosé est le mois d'avril avec un peu plus de 70 mm, le maximum secondaire se situe en hiver (en janvier) et le troisième se situe en automne (en octobre). Le mois le plus sec est le mois de juillet avec environ 30 mm. L'Argent-Double reçoit donc les influences du climat méditerranéen caractérisé par la sécheresse estivale mais aussi les influences atlantiques. Son alimentation est donc pluviale océanique, hivernale et printanière ainsi que méditerranéenne estivale et automnale (Chave, 2003). Comme nous l'avons vu, les dépressions méditerranéennes engendrent une forte irrégularité dans la pluviométrie et provoquent parfois des records dans les totaux qui génèrent de fortes crues. Par exemple, en novembre 1999, 621 mm sont tombés en 48 heures, soit presque l'équivalent d'une année moyenne. L'année la plus pluvieuse a été 1996, mais elle n'a pas connu de crue exceptionnelle comme en 1999. Les grandes quantités d'eau ne suffisent donc pas à générer des crues débordantes. L'intensité des précipitations est donc un facteur clef.

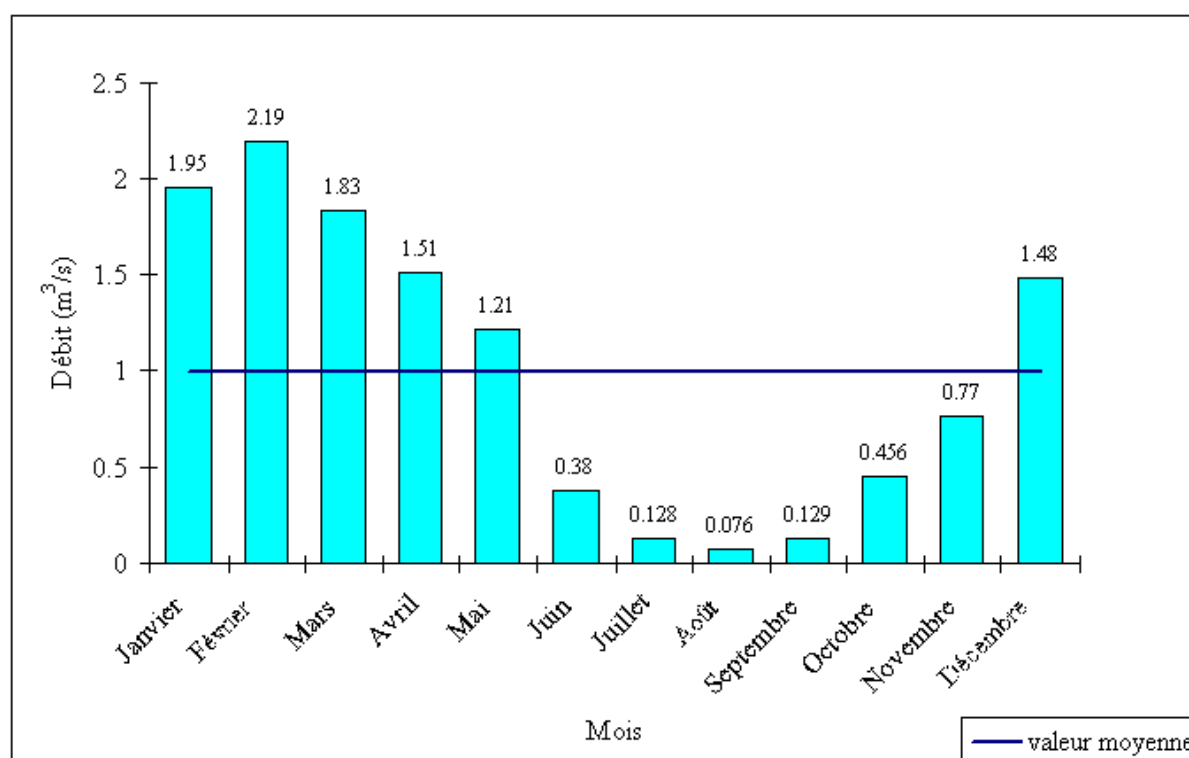


**Figure 21 : Le climat de l'Aude.**

Source : [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr).

## 2.2.1.3.2. Un régime hydrologique sporadique

Le débit est actuellement mesuré à la station de La Redorte-Les Salices et ceci depuis 1969. Il existait également une station à Caunes-Minervois mais qui n'a fonctionné que de 1971 à 1979 (SIEE, 1997) et qui ne sera donc pas utilisée. La série de données de La Redorte couvre une période de 39 ans (1969-2007). Il existe une saison d'abondance de décembre à mai (le débit brut moyen mensuel est supérieur au module :  $1,01 \text{ m}^3/\text{s}$ ) et une saison de pénurie de juin à novembre (le débit brut moyen mensuel est inférieur au module). Le mois le plus abondant est février ( $2,19 \text{ m}^3/\text{s}$ ) alors que le plus faible débit se trouve en août ( $0,076 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Pendant, la période de pénurie, le débit s'approche de zéro. Effectivement, l'Argent-Double est un cours d'eau qui fréquemment s'assèche intégralement sur certaines parties de son cours pendant la période estivale. L'allure générale de la figure 22 laisse penser à un cours d'eau de régime méditerranéen (Pardé, 1968) mais ceci est à nuancer puisque le débit maximum ne se situe pas en automne (octobre, novembre, décembre) comme pour les cours d'eau méditerranéens mais, en hiver (janvier, février, mars). Le fait que le cours d'eau prend sa source en montagne pourrait laisser penser à un régime pluvio-nival mais dans ce cas, le débit maximal devrait se situer en mars-avril (Pardé, 1968). Du fait des influences océaniques mises en évidence par l'étude du climat, l'Argent-Double n'a pas un régime typiquement méditerranéen.

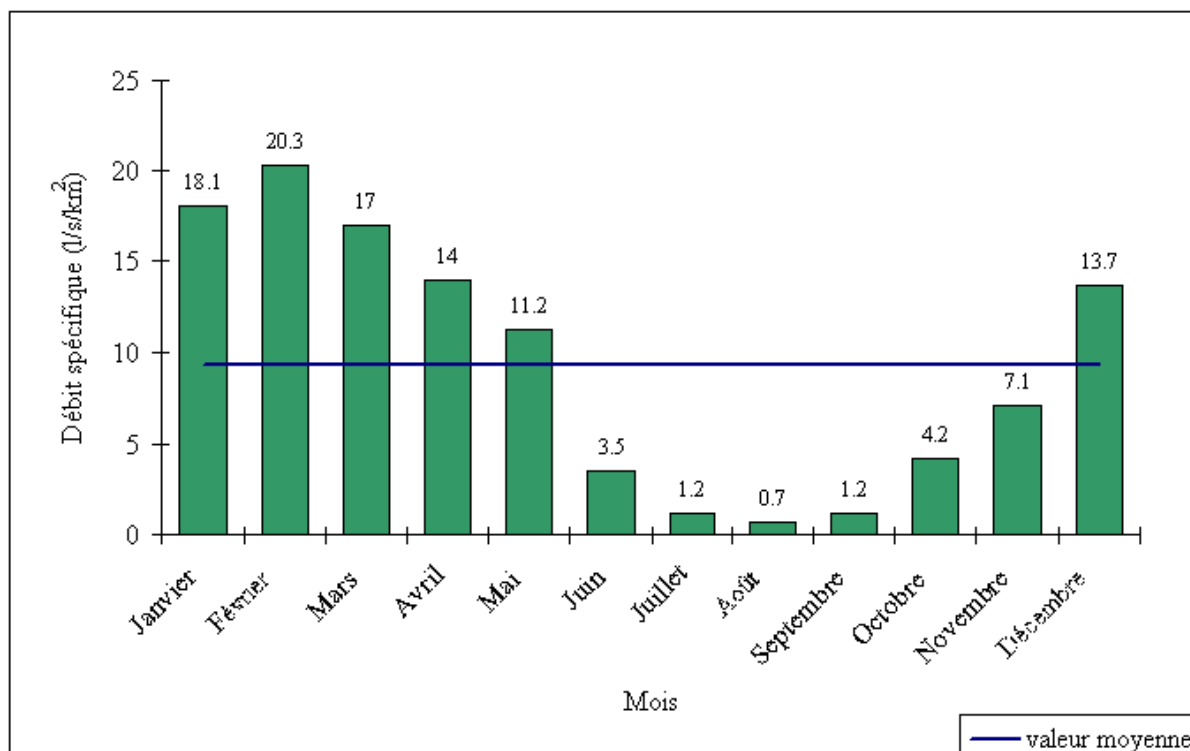


**Figure 22 : Débits bruts moyens interannuels (1969-2007) à La Redorte.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

Il ne faut pas négliger le risque du fait de la faiblesse des débits bruts. En effet, lorsqu'on calcule le débit spécifique pour ce cours d'eau, on atteint la valeur moyenne de  $9,35 \text{ l/s/km}^2$  soit un débit « moyen » selon la typologie de Pardé (1968). Cette moyenne cache des valeurs fortes supérieures à  $20 \text{ l/s/km}^2$  pour le mois de février (figure 23). Cependant, ce n'est pas au printemps que l'Argent-Double connaît ses plus fortes crues mais plutôt à l'automne.

Elles sont de forte intensité mais si rares qu'elles n'ont pas d'incidence sur les moyennes présentées ici. Les inondations les plus dévastatrices ont lieu lorsque les influences méditerranéennes d'automne se font ressentir.



**Figure 23 : Débits spécifiques moyens interannuels (1969-2007) à La Redorte.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

#### 2.2.1.4. L'occupation du sol

Les traces de peintures et les différents fossiles retrouvés dans les grottes de Bize et de Fauzan témoignent de la présence d'une population primitive dès le Paléolithique supérieur ([www.le-minervois.com](http://www.le-minervois.com)). Dès le VII<sup>ème</sup> siècle avant J. C., on retrouve des oppida dans tous le Minervois. Avec les invasions romaines, les terres furent organisées et divisées en parcelles qui furent attribuées à des colons qui donnèrent leur nom à l'endroit. Les indications relatives aux noms des premiers occupants Romains peuvent être trouvées pour les villages actuels grâce par exemple aux terminaisons '-an' ou '-o' qui ont été ajoutées aux noms initiaux. Le réseau de routes créées à partir de l'axe principal, la Via Domitia, était dense et donne une idée de la prospérité et du niveau de l'activité économique mise en place par les Romains ([www.le-minervois.com](http://www.le-minervois.com)).

Aujourd'hui, le bassin-versant de l'Argent-Double est un bassin rural (la densité de population est de 54 habitants par km<sup>2</sup>), surtout dans sa partie amont (qui représente seulement 3 % de la population). En effet, les villages de l'Espinassière et de Citou qui ont une densité inférieure à 6 habitants par km<sup>2</sup> sont les premiers à être traversés par l'Argent-Double. Cette dernière augmente en aval (tableau 6).

Sur tout l'amont du bassin-versant, il peut donc y avoir une mobilisation forte de matériel notamment parce que l'urbanisation est faible. Toutefois, ceci est à nuancer du fait de la présence de la ripisylve et de la forêt sur les versants. En effet, en dehors des zones

agricoles (le secteur primaire étant le secteur d'activité principal), les sols sont protégés par une garrigue et une forêt plus ou moins développée. Cette dernière occupe 70% de l'espace, vient ensuite la vigne avec 20% et les cultures annuelles avec 2% (d'après la carte topographique à 1/50 000). Hormis dans les tronçons de cours d'eau qui traversent les bourgs, la ripisylve est présente partout. Elle a souvent atteint son stade de maturité (hauteur des troncs supérieure à 10 m). Elle est d'ailleurs la seule grande représentante de la strate arborée puisque dans le sous-bassin aval, la forêt n'occupe que 2% de l'espace. La vigne prédomine avec 90% et il y a également 3% de cultures annuelles (d'après la carte topographique à 1/50 000).

Communes	Population totale en 1999	Population totale en 1990	Variation en %	Superficie en km <sup>2</sup>	Densité en 1999 en habitants par km <sup>2</sup>
Lepinassière	96	107	-10,3	16,79	5,72
Citou	97	90	7,8	17,76	5,46
Caunes-Minervois	1510	1545	-2,3	28,69	52,63
Trausse	460	435	5,7	11,07	41,55
Peyriac-Minervois	1014	1060	-4,3	8,75	115,89
Rieux-Minervois	2106	1888	11,5	22	97,73
La Redorte	1051	1037	1,4	13,61	77,22
Totaux	6334	6162	2,8	118,67	53,63

**Tableau 6 : Population du bassin-versant de l'Argent-Double.**

Source : Chave, 2003.

La vigne est donc la culture prédominante (notamment depuis que ce terroir a reçu l'Appellation d'Origine Contrôlée : « Minervois » et « Corbières »). Cette culture permet une forte érosion des sols (puisque toujours à nu), surtout si les rangs sont plantés dans le sens de la pente. La faible urbanisation et la forte mise en culture par la vigne permettent une grande mobilisation de matériel lors de fortes pluies.

#### 2.2.1.5. Conclusion

Le bassin-versant de l'Argent-Double présente à son amont de fortes pentes avec un substrat plutôt imperméable et difficilement mobilisable. La végétation arborée limite les effets du ruissellement. A partir de Caunes-Minervois, les pentes sont plus faibles. Le substrat est plutôt perméable et facilement mobilisable (molasse de Carcassonne). L'expansion de l'activité viticole est un facteur aggravant qui accentue la mobilisation du matériel des versants. Ce matériel constitue une part de la charge sédimentaire du cours d'eau. La partie la plus à l'aval, aux pentes les plus faibles, où les enjeux sont les plus importants constitue la zone préférentielle de dépôt de la charge.

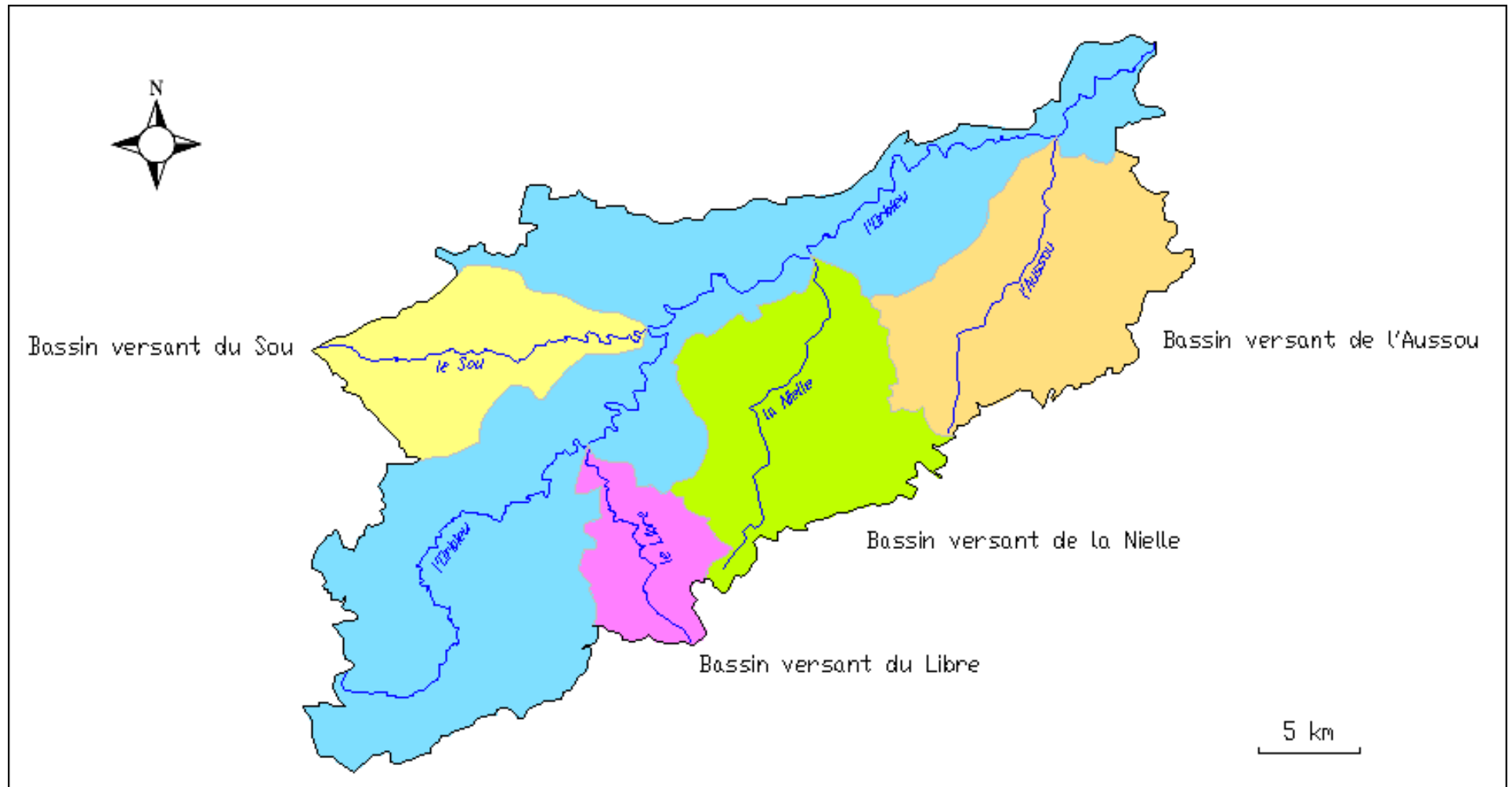
## 2.2.2. L'Orbieu

### 2.2.2.1. Son bassin-versant

#### 2.2.2.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions

L'Orbieu (figure 24), cours d'eau méandriforme prend sa source dans le massif de Mouthoumet, dans la commune de Fourtou (Aude). Après un parcours à travers les Corbières, long de 85 km, il vient confluer avec l'Aude entre les communes de Raissac d'Aude et de Marcorignan, en amont de Narbonne. Il entre alors dans le système des Basses Plaines de l'Aude. Son bassin-versant orienté sud-sud-ouest/nord-nord-est, s'étend sur une superficie de 750 km<sup>2</sup>. Il a une forme rectangulaire (Chave, 2003). En effet, il s'étend en longueur sur 54 km et a une largeur moyenne de 21 km.

Sa situation est propice au développement de « crues éclair ». En effet, d'un point de vue orographique, le sous-bassin amont est marqué par un relief de collines culminant à des altitudes comprises entre 600 et 1000 m avec par exemple 906 m à Milobre de Massac, 938 m à Bouchard, 622 m au col du Paradis, 659 m au Pic de Cassagne et 600 m à la Montagne d'Alaric. Même si ces reliefs ne peuvent constituer une véritable barrière orographique face aux dépressions qui sont d'origine méditerranéenne, il n'en demeure pas moins qu'ils peuvent provoquer des mouvements ascendants et donc forcer l'air à se refroidir, provoquant ainsi une condensation et des précipitations d'autant plus importantes que l'air est humide. En allant vers le nord, les altitudes décroissent rapidement avec 265 m pour la colline de Boutenac et 168 m au Mont Long. Le village de Ribaute constitue le point de charnière entre les deux sous-bassins. Le sous-bassin aval se situe donc dans un paysage de plaines et de plateaux. Les altitudes de fonds de vallée sont en général inférieures à 100 m.



**Figure 24 :** *Bassin-versant et réseau hydrographique de l'Orbieu.*

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Chave, 2003.

### 2.2.2.1.2. Ses principaux affluents

L'Orbieu, le long de son parcours de 85 km, reçoit 4 affluents principaux (tableau 7), qui sont d'amont en aval : le Libre, l'Alsou, la Nielle et l'Aussou. Le Libre et l'Alsou ont des bassins de taille réduite (respectivement 47 et 76 km<sup>2</sup>) alors que la Nielle et l'Ausson ont des bassins-versants nettement plus importants (respectivement 128 et 129 km<sup>2</sup>). Ces affluents ont des pentes plus fortes que celles de l'Orbieu (Chave, 2003). Ils auront donc des temps de concentration plus courts et peuvent être à l'origine des crues complexes qui affectent le cours principal, selon l'orientation des perturbations pluvieuses.

Nom du cours d'eau	Rive de confluence	Superficie du bassin-versant en km <sup>2</sup> *	Longueur en km*
Libre	Droite	47	53,3
Alsou	Gauche	76	40,8
Nielle	Droite	128	27,5
Aussou	Droite	129	8,5

**Tableau 7 : Principales caractéristiques des affluents de l'Orbieu.**

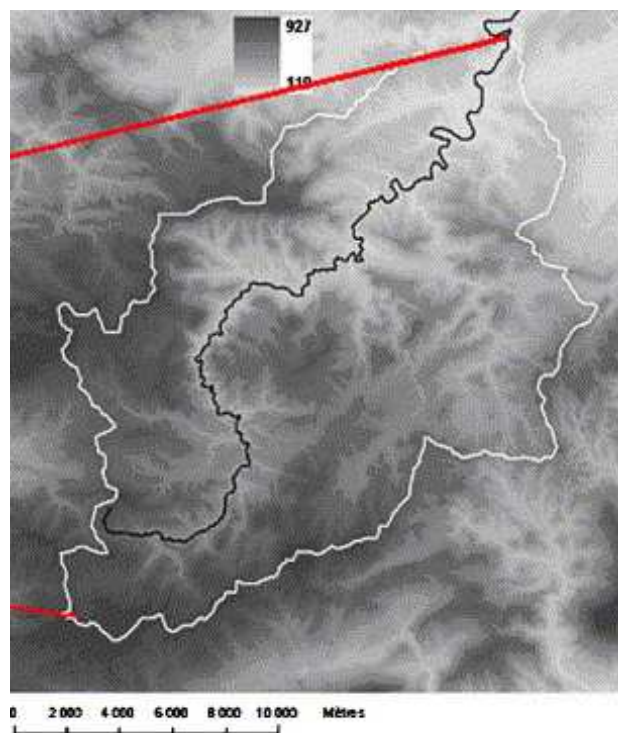
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après \*SIEE, 1998.

### 2.2.2.1.3. Son système de pentes

En 85 km, la dénivelée est de 749 m. La source de l'Orbieu se situe à une altitude de 760 m et il conflue avec l'Aude à une altitude de 11 m. La pente est donc assez faible (0,0088 m/m en moyenne). Cependant, il faut relativiser ceci puisque nous avons vu que Ribaute était la charnière entre une partie amont à pentes fortes et une partie aval à pentes faibles. La figure 25 présente un MNT (Estupina-Borell, 2005) dans la zone du bassin-versant amont de l'Orbieu avec comme exutoire Lagrasse. Lagrasse se situe à un peu plus de 3 km à l'amont de Ribaute. Bien que les altitudes soient difficilement lisibles, on observe effectivement un éclaircissement de la teinte vers le nord-est qui traduit une diminution sensible des altitudes (on passe de 927 m à 110 m). Dans cette section, l'Orbieu présente donc une pente moyenne de 1,82%. En revanche dans sa partie aval, la pente n'est plus que de 0,22%.

On constate ici qu'il existe bien une rupture de pente. En amont de celle-ci, les pentes sont fortes et peuvent permettre des vitesses de ruissellement fortes. En revanche, à l'aval, les faibles pentes peuvent contraindre le cours d'eau à déposer une partie de sa charge lors de crues.





**Figure 25 :** MNT dans la zone du bassin-versant de l'Orbieu à Lagrasse.

Source : Estupina-Borell, 2005.

#### 2.2.2.2. La lithologie du bassin-versant

Le bassin sera divisé en deux sous-bassins : les sous-bassins amont et aval (Berger *et al.*, 1990 ; Ellenberger *et al.*, 1987).

Le sous-bassin amont est composé de deux grands types de formations. La première est constituée des terrains primaires du massif du Mouthoumet. Il s'agit de formations fines, relativement meubles que sont les pélites de l'Ordovicien, les ampélites noires du Silurien, les pélites et flyschs du Carbonifère. Seul le Dévonien présente un faciès plus cohérent composé de calcaire. La série de failles orientées est-ouest matérialise le contact anormal entre les terrains primaires, vus précédemment et les terrains tertiaires qui constituent le second grand type de formation de la zone sous-pyrénéenne. La zone sous-pyrénéenne est « *cette zone de terrain mésozoïque à cénozoïque affectée de nombreuses lacunes et discordances, avant pays plissé en avant du front pyrénéen structuré en domaine superficiel par les différentes phases de l'orogénèse pyrénéenne du Crétacé moyen à l'Eocène supérieur* » (Berger *et al.*, 1990).

Dans le sous-bassin aval, les fonds des bassins synclinaux sont comblés par les formations miocènes. Il s'agit d'une formation molassique continentale constituée de poudingues et de limons jaunes. Des formations éocènes du Thanétien affleurent également et sont à l'origine de reliefs comme la Montagne d'Alaric. L'extrême est du bassin est composé de calcaires jurassiques et crétacés des terrains secondaires de la nappe des Corbières orientales. C'est une fois entré dans ce sous-bassin que les formations permettent à l'Orbieu de développer une plaine alluviale continue atteignant plusieurs centaines de mètres, après la traversée du village de Luc-sur-Orbieu.

Cette description lithologique sommaire permet de mettre en avant son caractère plutôt imperméable (formations fines de l'amont, puis molasse et enfin formations limoneuses du

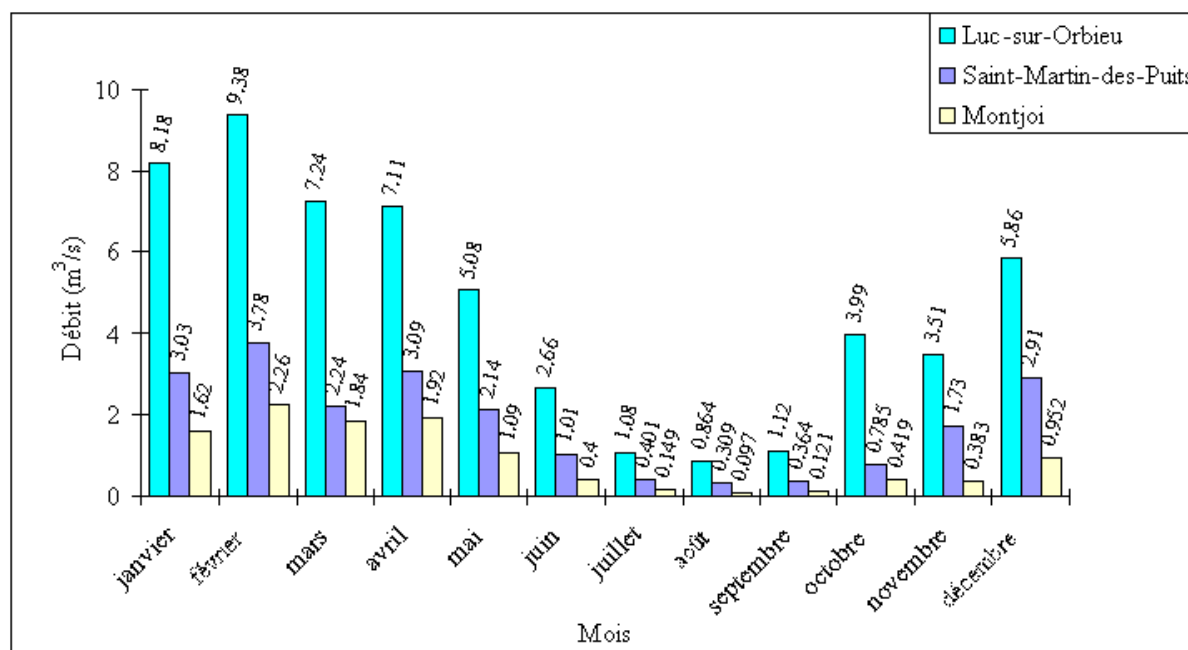
Miocène). Malgré leur imperméabilité relative, ces formations peuvent être sujettes à de forts taux d'ablation puisque le ruissellement peut aisément les prendre en charge.

### 2.2.2.3. Le régime pluviométrique et hydrologique

Afin de présenter le régime pluviométrique, la seule station dont les données sont facilement mobilisables est celle de Carcassonne. Or, nous avons déjà évoqué ses caractéristiques lors de la présentation du bassin-versant de l'Argent-Double (figure 21). Ces données sont encore recevables puisque aucune barrière orographique ne se situe entre elle et le bassin-versant de l'Orbieu. Elle est davantage représentative de l'aval du bassin-versant puisque dans sa partie amont, l'Orbieu draine un espace montagneux. Nous nous attacherons donc ici uniquement au régime hydrologique.

Quatre stations de mesures ont fonctionné sur l'Orbieu. Actuellement, il ne reste que 3 stations fonctionnelles : celle de Saint-Martin-des-Puits en amont puis celle de Lagrasse dont l'existence est récente (2001) et dont les données ne sont pas encore disponibles, et enfin celle de Luc-sur-Orbieu en aval. Montjoi (qui a cessé de fonctionner en 1995), Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu sont celles qui offrent des données statistiquement recevables.

Pour la station de Montjoi (la plus à l'amont), le module est de  $0,929 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il atteint  $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$  à celle de Saint-Martin-des-Puits et  $4,65 \text{ m}^3/\text{s}$  à Luc-sur-Orbieu (la plus à l'aval).



**Figure 26 : Débits moyens interannuels de l'Orbieu aux stations de Montjoi, Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

La figure 26 met en évidence deux saisons hydrologiques qui sont nettement plus marquées à l'aval. La première est une saison d'abondance (débit supérieur au module) qui s'étend de décembre à mai pour les stations les plus à l'amont et à juin pour celle de Luc-sur-Orbieu. La seconde est une saison de pénurie qui s'étend de juin à novembre pour les stations les plus à l'amont et qui commence en juillet pour celle de Luc-sur-Orbieu. Le mois le plus abondant est celui de février avec des débits d'amont en aval de 2,26 , 3,78 et  $9,38 \text{ m}^3/\text{s}$ . Le

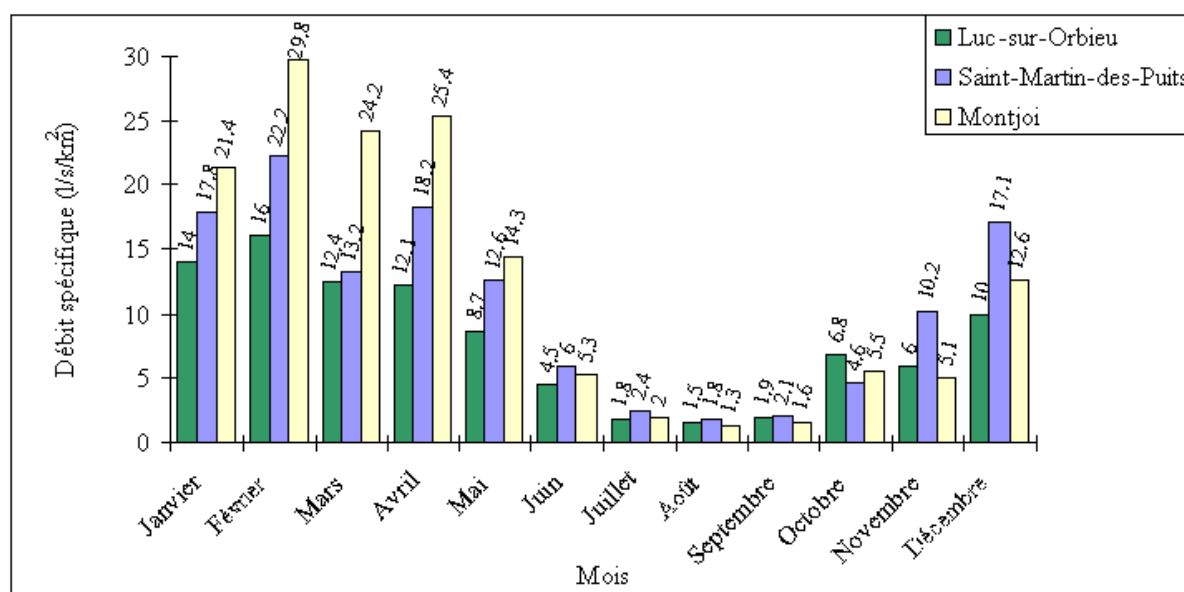
mois qui connaît la plus forte pénurie est le mois d'août. Il prend les valeurs suivantes d'amont en aval : 0,097 , 0,309 et 0,864 m<sup>3</sup>/s. Les débits d'étiage sont proches de 0 car il arrive que, pendant la saison estivale, une partie du cours s'assèche. Chave (2003) définit le régime de ce cours d'eau comme étant un régime pluvio-nival de type méditerranéen. En effet, un régime typiquement méditerranéen aurait son débit maximum en octobre ou en novembre et un débit typiquement pluvio-nival l'aurait au printemps. L'Orbieu a donc un régime complexe influencé par le climat méditerranéen mais aussi par les perturbations atlantiques ainsi que par la fonte des neiges des Corbières.

La DIREN Languedoc-Roussillon propose un régime de type pluvial méditerranéen ([www.environnement.gouv.fr](http://www.environnement.gouv.fr)) caractérisé par une prépondérance de l'influence méditerranéenne avec « une ressemblance au régime pluvial océanique rencontré dans le Carcassonnais ou le Limouxin, qui présente dans ce cas des écoulements faibles en moyenne annuelle, mais sujets à de très fortes variations saisonnières ». Ceci confirme nos observations.

Ce graphique ne traduit pas la violence des crues qui peuvent survenir sur ce bassin-versant. Il est donc important de signaler que même si le module est inférieur à 5 m<sup>3</sup>/s, l'Orbieu a déjà atteint 1130 m<sup>3</sup>/s lors de la crue du 7 décembre 1996 et environ 2500 m<sup>3</sup>/s pour celle du 12 novembre 1999 (SIEE, 1998 ; SOGREAH, 2002 ; cités dans Chave, 2003).

Il faut noter également que l'observation de ce graphique ne permet pas de se rendre compte de l'importance de l'amont du bassin-versant dans le ruissellement. Il est donc intéressant de reprendre les mêmes données mais en les rapportant à la surface de bassin-versant drainée (figure 27).

Ce nouveau graphique permet de voir que malgré une surface plus faible, l'amont du bassin draine de plus grandes quantités d'eau. En effet, le débit spécifique moyen amont est de 12,3 l/s/km<sup>2</sup> et décroît vers l'aval avec des valeurs de 10,6 puis 7,9 l/s/km<sup>2</sup> (respectivement à Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu). Pardé (1968) les définit comme des débits spécifiques moyens mais le débit aval appartient à la partie inférieure de l'intervalle utilisé (entre 5 et 15 l/s/km<sup>2</sup>). La partie amont du bassin a donc un rôle important dans la genèse des crues les plus violentes.



**Figure 27 : Débits spécifiques moyens de l'Orbieu aux stations de Montjoi, Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la banque hydro.

#### 2.2.2.4. L'occupation du sol dans le bassin-versant

Comme pour le bassin-versant de l'Argent-Double, le peuplement primitif remonte au moins au Paléolithique supérieur. Mais c'est à partir de l'époque romaine que l'organisation et l'extension des villages a lieu.

Aujourd'hui, selon Chave (2003), l'importance de la population est un bon marqueur du degré d'anthropisation d'un bassin-versant puisqu'elle « *génère en conséquence toute une série d'infrastructures (...)* » qui imperméabilisent les sols. Il propose alors de l'étudier par l'intermédiaire de sa répartition et de sa densité. Le bassin-versant de l'Orbieu ne contient aucun pôle urbain important. Les bourgs les plus importants regroupent à peine plus de 1000 habitants (Ferrals, Villedaigne, Luc-sur-Orbieu). Le bassin de l'Orbieu est peu peuplé ; la densité de population y est inférieure à 20 habitants/km<sup>2</sup> alors que la moyenne départementale se situe à 48 habitants/km<sup>2</sup>. Dans les communes les moins peuplées, elle chute même à 2 habitants/km<sup>2</sup> (Auriac, Saint-Pierre-des-Champs). A l'inverse, dans les communes les plus peuplées, elle atteint la valeur de 188 habitants/km<sup>2</sup> (Villedaigne). L'étude de la répartition de la population montre encore une division en deux du bassin-versant avec une partie amont montagneuse, éloignée des pôles régionaux qui présentent les densités les plus faibles et une partie aval de plaine qui a les densités les plus élevées.

Dans la partie amont du bassin-versant, les terrains sont en grande majorité recouverts de garrigue. En revanche, dans la partie aval, la viticulture domine et progresse notamment depuis la reconnaissance des crus régionaux par l'obtention de l'Appellation d'Origine Contrôlée Corbières. La rôle de la culture de la vigne ayant déjà été développé pour d'autres bassins-versants, il n'est pas nécessaire d'y revenir. Celle-ci favorise le ruissellement. La nature du substrat permet une mise en charge du sédiment. Les fortes densités de populations et les pentes faibles font que lors d'inondations, l'eau peut s'étaler largement, dévastant ainsi les zones où les enjeux sont les plus importants.

#### 2.2.2.5. Conclusion

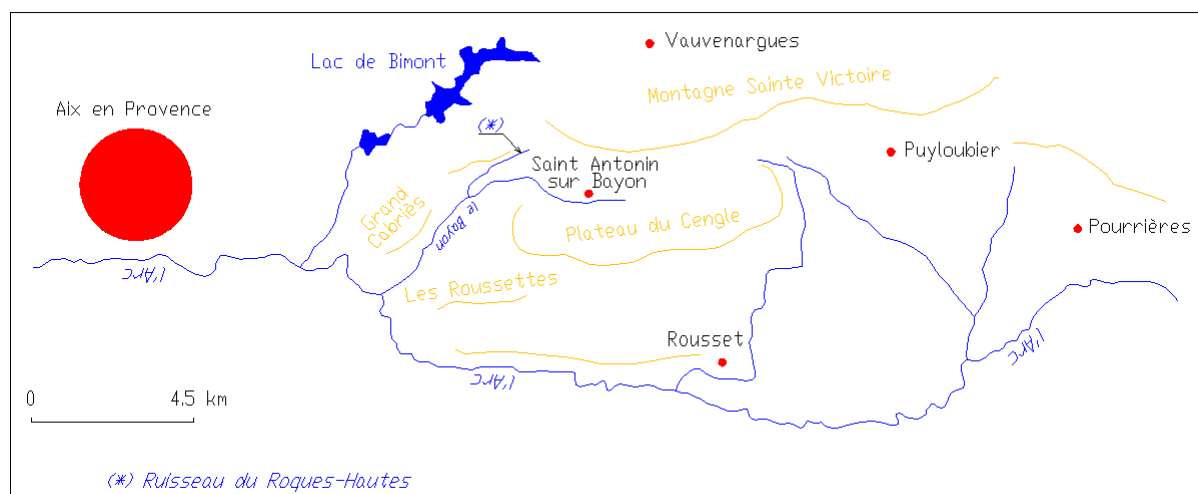
Dans la partie amont, les fortes pentes, la densité du réseau hydrographique et l'imperméabilité du substrat en font la zone de concentration des énergies et de mobilisation du matériel. Cependant, l'absence d'enjeux n'aggrave pas cette situation.

A l'inverse, dans la partie aval, les pentes sont plus faibles mais la viticulture et l'urbanisation favorisent le ruissellement, le transport puis le dépôt des matériaux mobilisés. La forte densité de population et la concentration des activités économiques dans la plaine alluviale fonctionnelle font de la partie aval du bassin-versant une zone vulnérable lors d'inondations.

## 2.3. Un affluent de l'Arc : le Bayon

### 2.3.1.1. Localisation et description

La Sainte Victoire s'étend sur 16 km d'est en ouest et occupe une superficie de 97 km<sup>2</sup>. Elle culmine à 1011 m au Pic des Mouches (Ruiz, 1991). Ce relief dissymétrique, avec un versant sud très abrupt et un versant nord en pente douce, constitue l'élément majeur du paysage des bassins-versants des cours d'eau étudiés. Le Bayon (à chenal unique rectiligne), prend sa source au quartier de Coquille à Saint-Antonin situé à une dizaine de kilomètres d'Aix-en-Provence. Son cours est d'abord est-ouest, bordé au nord par le pied du versant sud de la montagne Sainte Victoire et au sud par le plateau du Cengle (figure 28). Il prend ensuite une direction nord-nord-est/sud-sud-ouest, coulant dans une vaste dépression (200 m d'altitude) entre les collines de Roques-Hautes au nord-est, le plateau du Cengle à l'est, les collines des Roussettes au sud-est et la colline du Grand Cabriès à l'ouest. Ce cours d'eau intermittent reçoit un seul affluent pérenne : le Ruisseau de Roques-Hautes, cours d'eau à chenal unique rectiligne qui prend sa source sur le versant le plus abrupt de la Sainte Victoire.



**Figure 28 : Croquis de localisation.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Gleize, 1997.

### 2.3.1.2. La lithologie

Comme nous l'avons dit, ces cours d'eau appartiennent au système de la Sainte Victoire. Celle-ci appartient à la basse Provence calcaire. Les terrains les plus anciens de la partie sud datent du Portlandien (Jurassique supérieur) ; il s'agit de calcaires dolomitiques à stratification entrecroisée (Ruiz, 1991 ; Henrot, 1995). Ce sont ces calcaires qui forment la crête et son revers nord, depuis la Croix de Provence jusqu'au Pic des Mouches. Pour le Crétacé inférieur, on observe une succession de petits bancs de marnes, de calcaires marneux, de calcaires à silex et de calcaires coralliens. Cependant, la série du Crétacé inférieur est incomplète, seuls les terrains les plus anciens sont présents. Le Crétacé moyen est également absent. Ceci est dû au fait qu'à cette époque, la Sainte Victoire faisait partie de l'isthme

durancien. Au Crétacé supérieur, la sédimentation se fait de nouveau en continu. On observe essentiellement des sédiments de marécages, marnes, sables, grès et poudingues parmi lesquels s'intercalent quelques calcaires lacustres. Les terrains de la fin du Crétacé supérieur (Rognacien) se composent de marnes rouges, de grès et poudingues avec une barre de calcaires. C'est notamment dans cet étage que l'on retrouve les oeufs de dinosaure fossiles. A la limite Crétacé/Eocène, des brèches calcaires se sont mises en place dans des dépressions (Crambes *et al.*, 1991 ; Ricour *et al.*, 2005). L'Eocène est caractérisé par d'importants dépôts marécageux, comme les argiles et les marnes rouges dans lesquels s'intercalent des bancs de conglomérats riches en roches siliceuses. Ces conglomérats sont discontinus et plus ou moins consolidés par un ciment calcaire. Au Quaternaire, des dépôts sédimentaires détritiques issus de l'érosion des reliefs plus élevés se mettent en place formant des cônes de déjection, des glacis ou des terrasses. Ce sont ces terrains qui sont traversés par le Ruisseau de Roques-Hautes lorsqu'il descend du versant sud.

La dépression synclinal dans laquelle coule le Bayon est bordée par les formations du versant sud d'une part et par celles du plateau du Cengle d'autre part (figure 29). Cette dépression est essentiellement constituée des argiles et marnes rouges du Montien. Au niveau de la partie supérieure du Cengle affleurent des calcaires lutétiens puis les argiles rouges et les calcaires du Sparnacien qui reposent eux-mêmes sur les argiles et marnes du Thanétien.

Cette description lithologique permet de mettre en évidence des roches cohérentes (calcaires, conglomérats, brèches et poudingues) et des roches meubles (argiles, marnes). Les premières offrent une certaine résistance et limitent la production sédimentaire alors que les secondes sont facilement mobilisables et permettent l'incision des cours d'eau. La lithologie conditionne également les pentes. Ainsi le Ruisseau de Roques-Hautes a une pente forte alors que celle du Bayon est beaucoup plus faible.

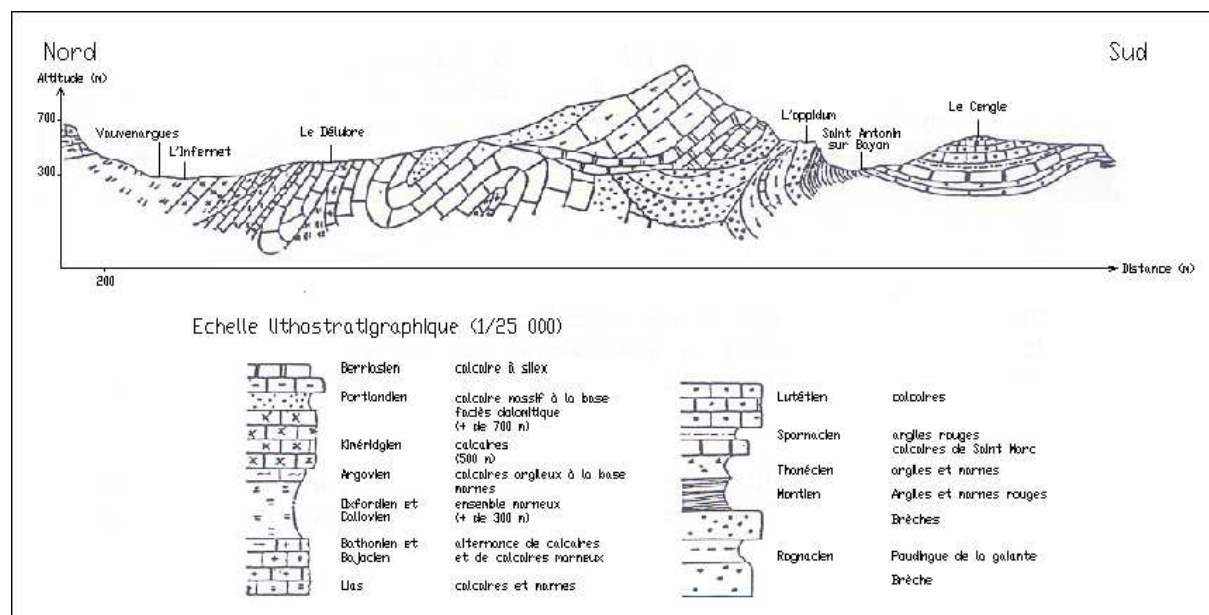


Figure 29 : Coupe géologique du massif de la Sainte Victoire.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Ruiz, 1991.



### 2.3.1.3. Climat et régime hydrologique

Le climat méditerranéen est un facteur incontournable de la morphogénèse. Du fait de la présence de la montagne Sainte Victoire, le climat qui affecte les bassins-versants étudiés serait davantage un topoclimat avec un gradient de précipitations et de températures dû à l'altitude et avec un effet d'abri par rapport aux perturbations selon leur provenance.

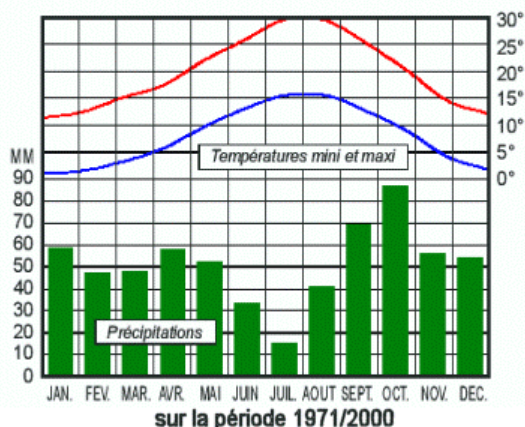
D'une manière générale, les hivers sont doux et les étés sont longs, secs et chauds (Douguedroit et Zimina, 1987). Les précipitations totales annuelles atteignent 614 mm à la station Aix-Galice et 668 mm à celles de Rousset et Trets. Ces stations sont situées respectivement à 173 m, 235 m et 240 m d'altitude (Touabi, 2004). Les pluies se répartissent de manière inégale sur l'année (figure 30) avec un maximum en octobre (84 mm) et un minimum en juillet (15 mm). Les hauteurs d'eau atteignent fréquemment les 200 à plus de 400 mm lors d'événements pluvieux (Rivrain, 1997). Ces pluies intenses se produisent principalement en automne (Jacq, 1996). Elles s'abattent alors sur un sol fragilisé par la sécheresse estivale. Elles ont donc un fort impact sur la morphogénèse et peuvent générer des crues. La fin de l'hiver et le début du printemps (modes secondaires) sont une période de pluies moins intenses. Elles peuvent imbiber les formations superficielles et réactiver le ruissellement. La période estivale est marquée par une sécheresse qui dure de mi-juin à mi-août. Sur le versant sud de la Sainte Victoire, ce manque de précipitations est accentué par les fortes températures et un fort ensoleillement. Les orages d'été peuvent également être morphogènes puisqu'ils sont de forte intensité et qu'ils s'abattent sur un sol fragile.

Le Bayon et le Ruisseau de Roques-Hautes étant des cours d'eau aux débits très faibles, le suivi de leur régime hydrologique est difficile et n'a jamais été effectué (C. Martin, communication écrite). Depuis les années 1957-1960, le Ruisseau de Roques-Hautes serait alimenté par une fuite dans le lac de barrage de Bimont (Touabi, 2004). Cette fuite permet à ce ruisseau d'avoir un écoulement pérenne et étant à son tour un affluent du Bayon, ce dernier bénéficie de ces apports. Les observations de terrains qui ont duré 2 années, nous permettent de dire qu'effectivement le Ruisseau de Roques-Hautes a toujours au minimum un filet d'eau qui circule. Quant au Bayon, en amont de la confluence, il est parfois à sec et commence à couler en aval de celle-ci.

#### LE CLIMAT DES BOUCHES-DU-RHÔNE



##### Normales de températures et de précipitations à Aix-en-Provence



##### Quelques records depuis 1961 à Aix-en-Provence

Température la plus basse	-17,4 °C
Jour le plus froid	01/02/1963
Année la plus froide	1969
Température la plus élevée	40,2 °C
Jour le plus chaud	26/07/1983
Année la plus chaude	1997
Hauteur maximale de pluie en 24h	222 mm
Jour le plus pluvieux	22/09/1993
Année la plus sèche	1967
Année la plus pluvieuse	1972



Figure 30 : Le climat des Bouches-du-Rhône.

Source : [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr).

#### 2.3.1.4. L'occupation du sol : le poids des civilisations (Henrot, 1995)

L'occupation du sol sera abordée dans deux buts distincts. Le premier consiste à définir les éléments aggravants qui pourraient avoir une influence sur le ruissellement. Le second (du fait de la présence ancienne des sociétés humaines sur ce massif) permettra de donner un cadre chronologique à l'étude qui servira à caler les datations isotopiques ou relatives des dépôts. Les civilisations agro-pastorales sont très anciennes en région méditerranéenne, elles sont apparues il y a environ 7000 ans. Cependant, à cette époque, leur impact reste localisé au moins jusqu'au Néolithique supérieur. Les versants dénudés sont plus facilement érodables, il se forme alors du colluvionnement et les particules mises en mouvement sur les versants peuvent rejoindre les ruisseaux et les rivières. Le chalcolithique débute en Provence vers 4000 BP, les actions sur les sols commencent seulement à se faire ressentir à l'Age du Fer. La pression sur le milieu augmente en même tant que l'accroissement démographique. Les changements profonds arrivent à l'époque romaine. Les surfaces à basse altitude sont davantage occupées mais les hauteurs ne sont pas abandonnées. Il y a un perfectionnement des techniques agricoles notamment avec l'utilisation du drainage (Ballais et Crambes, 1992). Pour le Moyen-Age, trois grandes phases majeures peuvent être mises en évidence. Les famines et épidémies ont provoqué une crise démographique importante qui se traduit par une rétraction des surfaces cultivées (VII<sup>ème</sup> au IX<sup>ème</sup> siècle). Puis la population croît de nouveau et les défrichements reprennent (IX<sup>ème</sup> au XIII<sup>ème</sup> siècle). Enfin du XIV<sup>ème</sup> siècle à la période moderne, les défrichements augmentent et les terrasses de cultures se développent (Henrot, 1995). La période contemporaine est marquée par la déprise agricole, mais elle n'est pas due à un déclin de l'occupation humaine (bien au contraire). Le système agraire devient intensif et les espaces urbanisés et industrialisés se développent.

Le dernier point à préciser ici est l'activité particulière qui animait jusqu'au début du siècle dernier les bords des cours d'eau provençaux et notamment ceux du Bayon. Il s'agit d'une activité développée par les femmes qui lavaient le linge, assurant ainsi la vie économique du village en développant cette "industrie artisanale". La lessive utilisée qui était appelée « bugada » (buée en vieux français) leur a donné le nom de « bugadières ». D'après les témoignages de Mme Rossy et Mme Lagier (anciennes bugadières), cette activité s'étendait sur tout le cours du Bayon, ce qui justifie la présence de lavoirs. Les bugadières se faisaient porter le linge sale des notables aixois par charrettes dans un premier temps puis par camion et leur restituaient propre. Mme Rossy témoigne qu'à son époque (1950), on ne lavait plus le linge au Bayon mais directement à la source de Saint Antonin. Le Bayon n'était plus utilisé que pour rincer la toile dans lesquelles il y avait la « bugada ». Les chauffe-eau sont ensuite arrivés vers 1955 et cette activité a cessé.

La végétation actuelle (issue d'une série régressive) est essentiellement constituée des héritages des forêts de chêne vert et de chêne blanc qui ont disparu. En effet, la forêt a laissé place à la garrigue à chêne kermès et romarin qui elle-même, sur des espaces pâturés, a parfois été remplacée par une pelouse sèche. Toutefois, avec la baisse du nombre de troupeaux et de l'exploitation du bois, le processus s'inverse et on observe des séries progressives. Les pelouses et garrigues sont recolonisées par le pin d'Alep. Ensuite, progressivement, à l'abri de ces pins, le chêne vert peut à son tour germer et se réinstaller. Cependant, le rôle protecteur de la végétation reste réduit car il n'est pas rare lors d'averses de voir des rills se former.



### 2.3.1.5. Conclusion

Le Bayon, cours d'eau intermittent reçoit un seul affluent pérenne : le Ruisseau de Roques-Hautes. Le Bayon s'écoule dans une dépression constituée essentiellement d'argiles et de marnes. Le Ruisseau de Roques-Hautes draine le versant sud de la Sainte Victoire constitué essentiellement de calcaires, de marnes et d'argiles.

L'ancienneté de l'occupation humaine traduite par la présence de vestiges au niveau de la confluence confère à ce site un intérêt particulier pour l'étude de l'évolution holocène des cours d'eau.

## 2.4. Conclusion

L'ensemble des bassins-versants étudiés présentent, à leur amont, de nombreuses conditions favorables à la formation des crues. La position topographique des reliefs permet la genèse de précipitations parfois intenses qui alimentent des affluents parfois nombreux. Le substrat est essentiellement imperméable ce qui, combiné aux fortes pentes, est favorable au ruissellement malgré la présence importante de forêt. Les parties amont des bassins-versants constituent la zone de production de Schumm (1977) où sont générés les flux liquides et solides. En revanche, le risque est en général restreint puisque cette partie du bassin-versant est peu urbanisée.

Selon la longueur des cours d'eau, la zone de transfert de Schumm (1977) est plus ou moins bien développée.

L'aval des bassins-versants malgré un substrat plus perméable subit les crues générées plus à l'amont. Les pentes nettement plus faibles créent une rupture de charge et forcent le dépôt des sédiments. Il s'agit de la zone de dépôt de Schumm (1977). Dans ces parties, les plaines alluviales, plus larges sont largement anthropisées. L'imperméabilisation des sols engendrée n'a que peu d'incidence lors de crues extrêmes. En revanche, la présence d'enjeux accentue le risque.

Pour l'ensemble des bassins-versants, la présence humaine est ancienne (Paléolithique supérieur/Néolithique). Mais c'est à partir de l'Antiquité que se structure progressivement le réseau de villes à partir de noyaux agricoles. La pression anthropique sur ces bassins-versants est donc ancienne et ne justifie pas à elle seule l'évolution des plaines alluviales. Cependant, l'évolution des pratiques culturelles est un élément clef de la compréhension des processus hydrodynamiques.

Aujourd'hui, la déprise agricole se fait sentir au niveau du paysage avec l'enfrichement des terrains agricoles abandonnés qui conduit à une propagation des landes à genêts (Lempérière *et al.*, 2005) qui pourrait avoir une influence positive sur le ruissellement et donc sur la genèse de crues. Ceci est effectif sur les versants mais Bravard (1983) démontre quant à lui que le reboisement tend à concentrer les écoulements et à favoriser les reprises d'incisions linéaires dans les talwegs. Ainsi les différents drains et affluents peuvent concentrer leurs énergies et rejoindre un même cours d'eau. De plus, l'ensemble des bassins-versants étudiés a connu/connait un essor de la viticulture. Aujourd'hui, l'ensemble des vignobles méditerranéens se concentre sur les parties moyennes et basses des versants (Masson *et al.*, 1996 ; Léonard, 2003). Ces pratiques culturelles favorisent la mobilisation de matériaux sur les

versants et d'autant plus que les vignes sont plantées et labourées dans le sens de la pente. La viticulture est donc un facteur qui accélère la genèse de flux liquides et solides.



---

## CHAPITRE 2 : LA METHODOLOGIE



*Photo 3 : Crue des 8 et 9 septembre 2002 (Gardon au Pont du Gard).*  
Source : [www.lthe.hmg.inpg.fr](http://www.lthe.hmg.inpg.fr)



Il s'agit ici de présenter toutes les méthodes et les protocoles utilisés afin de donner un cadre précis aux résultats obtenus. Ce chapitre purement théorique est indispensable pour comparer les résultats entre eux ou les confronter à ceux obtenus par d'autres chercheurs puisqu'une modification dans le protocole peut entraîner une modification du résultat.

# 1. Les méthodes de terrain d'acquisition de données

## 1.1. La stratigraphie

De façon générale, il s'agit d'étudier la succession chronologique et la répartition géographique des roches ou des formations. L'analyse stratigraphique est une approche d'ensemble. Elle est une synthèse de ce qu'enseignent la lithologie, la paléontologie et la tectonique (Cojan et Renard, 2003). Son principe de base est que normalement, les couches les plus jeunes sont superposées aux plus anciennes. Dans notre étude cela ne sera pas toujours le cas. En effet, si on se place à l'échelle de la plaine alluviale, les terrasses fluviales sont généralement d'autant plus basses qu'elles sont plus jeunes (Vatan, 1967). En revanche, si on se place à l'échelle d'une coupe, on retrouve alors les premiers principes de la stratigraphie. C'est en général cette approche et cette échelle qui ont été utilisées.

Cependant cette méthode ne peut être utilisée que lorsqu'il existe des coupes nettes ou que l'on aura pu nettoyer, ou si l'on procède à des carottages (qui ne perturbent pas l'organisation stratigraphique). Dans notre étude, à chaque fois que cela a été possible, nous avons essayé de dégager au mieux les talus des constructions alluviales afin d'en étudier la stratigraphie. En effet, chaque unité de la plaine alluviale est en général, séparée d'une autre par un talus. Il nous a alors suffi de venir observer les coupes dans les périodes où la végétation est la moins abondante (en hiver et à la fin de l'été).

L'analyse de ces coupes a donné lieu dans un premier temps à l'identification et la description des lithofaciès principaux et secondaires, puis la détermination des principales successions de lithofaciès et enfin la caractérisation de la géométrie et de l'orientation des structures des unités de dépôt (Cojan et Renard, 2003). La détermination de la nature des contacts entre lithofaciès constitue un point important de la démarche puisque cela permet de mettre en évidence des changements graduels de l'environnement sédimentaire (ce qui a été le cas le plus souvent) ou une évolution brusque de type ravinement (Cojan et Renard, 2003). De cette façon, dans chacune des formations, nous avons essayé de mettre en évidence les différentes séries et séquences élémentaires (Macaire, 1990 et Campy et Macaire, 1989 et 2003). Dans le cas de cours d'eau, une formation est constituée de plusieurs séries mises en place par le même type d'agent. Une série est quant à elle constituée de séquences élémentaires qui représentent le dépôt d'un événement morphogène comme par exemple un événement de crue. Donc, dans une coupe théorique en distinguant les différentes séquences élémentaires nous pourrions compter le nombre d'événements qui ont construit la formation. Cependant, la bioturbation dans ces milieux est telle que nous n'avons jamais pu atteindre ce degré de précision. Nous avons au mieux pu atteindre le degré de précision de la série. L'utilisation de cette méthode a permis de faire des schémas des différentes coupes et des affleurements des différentes formations et a été un préalable afin d'effectuer des prélèvements d'échantillons.

## 1.2. La stratégie de prélèvement des échantillons

Selon les conditions de travail, différentes techniques de prélèvement ont été utilisées.

Afin d'effectuer des comparaisons entre les différentes unités des plaines alluviales, des échantillons ont été prélevés en surface. Les premiers centimètres ont été dégagés afin d'éliminer un maximum de végétation. Ces échantillons permettent de définir un référentiel des différentes dynamiques qui ont animé ou animent la plaine alluviale. Ainsi les conditions de dépôt des échantillons prélevés sur les niveaux intermédiaires leur ont été comparé. La logique de ces prélèvements est une logique spatiale, de comparaison des différentes unités de la plaine alluviale.

Du point de vue de la logique temporelle, afin de comprendre l'évolution des unités constituant l'encaissant ou la zone inondable, d'autres techniques de prélèvements ont été utilisées.

Dans le cas de talus assez nets, nous avons travaillé directement sur les coupes. Elles ont été rafraîchies afin d'éliminer la végétation et d'essayer de retrouver la stratigraphie et lorsque des échantillons ont été prélevés différentes méthodes ont été utilisées. Dans le premier cas, les coupes présentent des discontinuités visuelles soit d'un point de vue granulométrique, soit d'un point de vue colorimétrique. Dans ces conditions, un prélèvement a été effectué à chaque variation soit de granulométrie, soit de couleur. Dans le second cas, lorsque aucune discontinuité n'était visible, l'échantillonnage a été effectué avec un pas de 5 à 10 cm.

Lorsqu'il n'existait pas de coupes exploitables, nous avons eu recours à la tarière à main (Eldeman). Ainsi des stratigraphies jusqu'à plus de 2 mètres ont pu être reconstituées (selon les difficultés à traverser les différentes séries sédimentaires). La précision avec cette technique est un peu moins bonne puisque le sédiment se mélange entre les deux hélices. La stratigraphie se reconstitue approximativement par tranche de 16 cm (longueur des hélices). Cependant, l'homogénéité des sédiments nous démontre que même si nous avons exploité une coupe, nous n'aurions pas été plus précis car les discontinuités n'auraient pas été visibles à l'œil nu. La limite principale de cette technique est la présence de lits de galets qui peuvent bloquer la progression très rapidement. Cette technique est d'autant plus efficace que le sédiment est fin et peu humide.

Dans le cadre d'échantillonnage pour des datations de type O.S.L., une autre technique de prélèvement a été utilisée. En effet, nous reviendrons sur cette méthode de datation mais le sédiment ne doit pas être exposé à la lumière. Une première campagne de prélèvements avait été effectuée de nuit et la tarière avait été utilisée. Pour la seconde campagne, des tubes de P.V.C. ont été utilisés d'après les conseils de Frances Williams (géologue à l'université d'Adelaïde, Australie). De cette façon, en les enfonçant perpendiculairement à la coupe, le sédiment a été prélevé sans qu'il soit atteint par la lumière.

Pour les prélèvements qui ont servi aux analyses isotopiques afin de déterminer l'épaisseur des dépôts de la crue de 2002 (dans les bassins-versants de la Cèze et du Gardon), nous avons procédé de la manière suivante (photo 4) :

- un cadre en tôle rigide d'environ 400 cm<sup>2</sup> a été confectionné en découpant le fond d'un faitout,
- ce cadre a été placé sur l'échantillon à tester,
- le dépôt a été prélevé par tranches de 1 cm (2 cm au maximum) jusqu'à la surface du sol antérieure au dépôt ; chaque échantillon doit peser au moins 200 g.



Les échantillons ont été envoyés au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement afin d'être traités par P. Bonté, directeur de recherche au CNRS. Quand cela a été possible, une partie a été conservée afin de déterminer leur granulométrie.



**Photo 4 :** *Illustration de la technique de prélèvements, avec le faitout, des échantillons permettant de définir l'épaisseur des dépôts de la crue de 2002.*

Source : cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.

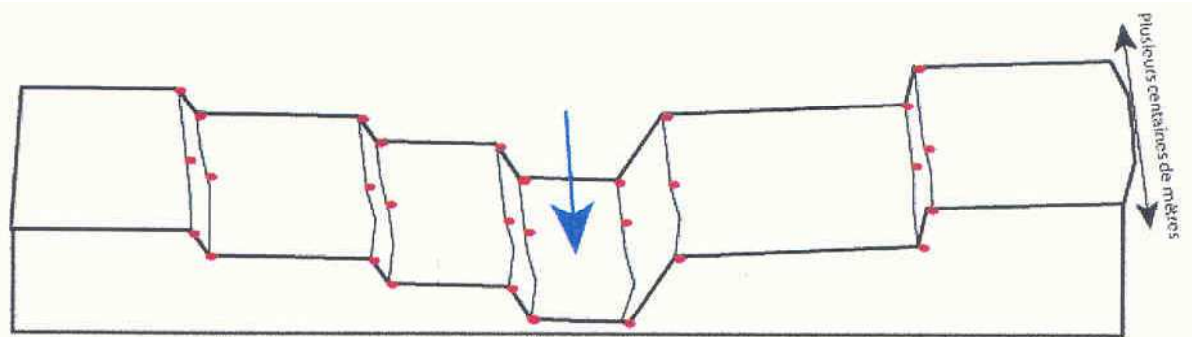
### 1.3. Les levés topographiques

Les levés topographiques ont été nécessaires afin de répondre à deux types de problématiques. La première consistait à définir le caractère inondable de certains niveaux de la plaine alluviale. Les levés ont alors été intégrés à une modélisation. La seconde consistait à définir la réalité hydrologique des différentes unités des plaines alluviales fonctionnelles à travers les exemples de l'Orbieu et de l'Ouvèze.

Les levés topographiques présents dans cette étude sont issus de deux sources différentes et deux types de méthodes ont été utilisées. Les levés concernant l'Orbieu et ceux nécessaires à la détermination du caractère non-inondable de la terrasse holocène de l'Argent-Double sont issus des travaux de S. Chave (2003). Ceux concernant la plaine alluviale de l'Ouvèze sont issus d'une part d'une commande de la Direction Départementale de l'Équipement du Vaucluse au bureau d'étude BCEOM qui a sous-traité la partie de l'étude concernant les levés à un cabinet de géomètres et, d'autre part de l'application de la méthode intégrée à un tronçon de l'Ouvèze (Carex Environnement, 2003a).

### 1.3.1. Les levés issus du modèle morpho-topographique

La morpho-topographie est un néologisme créé pour caractériser le processus de liaison des deux approches que sont la géomorphologie et la topographie. Le modèle morpho-topographique se définit comme un modèle de représentation tridimensionnelle (latitude, longitude, altitude) des unités morphologiques constituant la plaine alluviale. L'élaboration de ce modèle a été motivée par la diminution considérable du coût des levés topographiques qui sont ici effectués en fonction des orientations posées par l'établissement de la cartographie hydrogéomorphologique. Les éléments essentiels ont été sélectionnés ce qui a évité de faire un levé systématique des points. Le principe est résumé par la figure 31, sur laquelle on peut observer les différents plans inclinés (transversalement et longitudinalement), séparés par des talus, dont la géométrie est acquise en fonction de quelques points apparaissant en rouge.



**Figure 31 : Principe du modèle morpho-topographique.**

Source : Chave, 2003.

Les outils nécessaires à la construction du modèle et plus particulièrement à l'acquisition des points de levés topographiques sont le Global Positioning System (mesures effectuées sur le terrain) et la photo-restitution numérique (qui complète les mesures effectuées sur le terrain). Le GPS a été utilisé en mode cinématique appelé aussi différentiel centimétrique (Botton *et al.*, 1997, cité dans Chave, 2003). Ce mode est basé sur le principe de la redondance des données ce qui permet de résoudre un grand nombre d'incertitudes parmi lesquelles les décalages d'horloges sont les plus importantes. Deux récepteurs acquièrent les mêmes informations issues des mêmes satellites et leur comparaison permet d'augmenter la précision mais ceci nécessite un post traitement. Le matériel utilisé (GPS Leica System 500, RTK) permet d'effectuer ces opérations de post traitement en temps réel, ce qui permet de disposer des coordonnées des points mesurés instantanément. Les levés obtenus ont été complétés par un travail de photo-restitution numérique à partir du logiciel Poivilliers E conçu et mis en forme par Egels (Egels, 1998 et 2000) qui a pour but initial : l'enseignement de la photogrammétrie. Ce logiciel fournit pour une position en latitude et en longitude donnée, l'altitude la plus vraisemblable du sol.

Les marges d'erreur du GPS utilisé sont de 2 à 5 cm si aucun masque n'interrompt la liaison UHF permettant la précision de la mesure en temps réel. Les masques peuvent être les bâtiments lorsqu'on s'approche d'une agglomération ou la végétation de type arborée. Le lit mineur des cours d'eau étant bordé de ripisylve cela a parfois posé problème. A chaque fois que cela a été possible, le levé du point a été décalé dans l'espace afin de récupérer la liaison et donc d'obtenir une meilleure précision.

### 1.3.2. Les levés issus des travaux de géomètres

Les levés issus des travaux de géomètres n'ont pas été réalisés dans le même contexte. Le souci d'économie des moyens n'étant pas primordial, la méthodologie utilisée ici est celle qu'utilisent classiquement les cabinets de géomètres. Ce type de levés conduit à avoir un excès de points dans le cadre de l'étude de la morphologie de la plaine alluviale telle que nous la pratiquons.

A l'aide d'un théodolite (dont la précision est de l'ordre du millimètre), les géomètres lèvent dans un premier temps les discontinuités topographiques telles que les talus, en prenant un point à leur sommet et un à leur base. Dans un second temps, afin de rendre compte de la microtopographie, les points sont levés selon un maillage plus ou moins dense (selon la demande qui leur a été faite). Ceci constitue le relevé altimétrique. Celui-ci est en général complété afin d'obtenir un « plan masse ». En effet, au fur et à mesure des levés, la codification utilisée permet de faire figurer sur le plan topographique différents éléments tels que : la voirie, le bâti, la végétation, l'éclairage public, les réseaux des eaux usées et des eaux pluviales, les réseaux d'électricité, du gaz et téléphonique... Ces informations peu utiles pour nos recherches ont tout de même permis un repérage plus aisé dans l'espace.

## 2. Les analyses sédimentologiques

Comme nous l'avons vu précédemment, à chaque fois que cela a été nécessaire et possible, des échantillons ont été prélevés afin de leur faire subir des analyses sédimentologiques. Ces dernières ont dans un premier temps été pratiquées dans le laboratoire de l'Université de Provence, puis celui de l'Université de Reims. Tous les résultats obtenus sont situés en annexe 1.

Le but des analyses sédimentologiques est de caractériser les dynamiques de mise en place des dépôts afin de préciser s'il s'agit bien d'apports alluviaux et non d'apports de versant. Il s'agit alors de préciser le type de transport et d'évaluer l'énergie nécessaire à la mise en mouvement des sédiments accumulés, afin de définir localement la compétence du cours d'eau. Du fait de la variation des processus de transports d'amont en aval mais aussi tout le long d'un transect de plaine alluviale, chaque unité morphologique est constituée de dépôts différents qui permettent de la caractériser. Nous utilisons donc cette méthode classique d'une manière différente afin de déterminer puis de caractériser les unités de la plaine alluviale et plus particulièrement les lits majeurs. Grâce aux analyses chimiques, l'évolution ultérieure du dépôt, des pauses dans la sédimentation peuvent être également définies.

Pour chacune des analyses un protocole prédéterminé a été suivi afin de travailler dans la plus grande objectivité possible et la plus grande rigueur. Cependant, il faut signaler ici que selon les auteurs, les protocoles varient mais l'essentiel est de toujours suivre le même afin que les données soient comparables entre elles. Certes, nous verrons que certains points des protocoles utilisés sont critiquables cependant, comme ils sont constants, cela ne gênera en rien les résultats obtenus et leur interprétation.

### 2.1. Les granulométries

Les analyses granulométriques des échantillons mettent notamment en évidence le mode de dépôt des sédiments. Nous étudierons par exemple les courbes granulométriques (Chamley, 1987, 1988, 2000) et parfois l'image C/M (Passegga, 1957) sur laquelle nous reviendrons ultérieurement.

Afin de mieux comprendre le fonctionnement et l'intérêt des analyses granulométriques, il est nécessaire au préalable de rappeler quelques points sur le transport des sédiments.

Les matières en suspension sont des particules de petites dimensions (diamètre en général inférieur à 100  $\mu\text{m}$ ), mises en suspension par la turbulence créée par l'augmentation de la vitesse de l'eau lors des crues. Elles descendent vers l'aval presque à la même vitesse que la masse d'eau, mais une partie se dépose dans le lit mineur, ce qui permet une reprise aisée par les crues suivantes ; une autre partie se dépose à la surface des lits majeurs.

Les particules de grosses tailles, celles que la turbulence ne peut mettre en suspension, sont transportées sur le fond du lit par charriage et saltation. Elles composent la charge de fond.

Chaque unité géomorphologique possède donc sa propre granulométrie : elle varie depuis les lits mineur et moyen, dans lesquels se déplacent les éléments les plus grossiers, jusqu'aux lits majeurs caractérisés par le dépôt de particules fines, allant des sables aux

limons et argiles. C'est en définissant les caractéristiques granulométriques d'unités connues que les unités inconnues ou incertaines ont été interprétées.

D'un point de vue méthodologique, il est nécessaire de préciser ici qu'aucun des échantillons n'a subi avant traitement de destruction de la matière organique ni du carbonate de calcium. Nous avons considéré que la matière organique et le carbonate de calcium pouvaient très bien être transportés par l'eau et donc par la même faire partie intégrante du dépôt.

Ces analyses se sont déroulées en trois temps. Tout d'abord, un tamisage humide a été effectué afin de séparer les trois fractions que sont les fines ( $< 0,5$  mm), les sables (entre 0,5 et 2 mm) et le ballast ( $> 2$  mm). Ensuite un tamisage à sec a été effectué sur les sables et sur le ballast quand cela a été nécessaire afin de déterminer leur granulométrie. L'essentiel des analyses a porté sur la fraction sableuse puisque c'est la seule qui soit commune à chaque échantillon. Il est vrai que cette fraction n'est pas toujours la plus représentative de l'échantillon total. Mais les grandes incertitudes liées à l'étude de la fraction fine au granulomètre laser (granulométries réalisées au CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) et l'absence en général du ballast, font de la fraction sableuse la fraction la plus fiable pour nos recherches. L'analyse granulométrique de la fraction sableuse a pour but de caractériser le milieu de dépôt et ses variations dynamiques relatives.

Le protocole méthodologique décrit ci-après a permis de définir un cadre de travail rigoureux et le plus objectif possible.

## 2.1.1. Le protocole méthodologique

### 2.1.1.1. Le tamisage humide

Préalablement à la manipulation, il est nécessaire d'avoir fait sécher l'échantillon dans une étuve à  $40^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$  au maximum (Vatan, 1967) car à une température supérieure, les grains peuvent éclater et il peut y avoir une modification de la granulométrie. Ensuite, une partie de l'échantillon est conservée (pour d'autres analyses) et une autre pesée afin de subir le tamisage humide. La partie pesée doit être représentative de la totalité de l'échantillon. Il faut donc qu'elle soit homogène et que la quantité sélectionnée puisse refléter l'ensemble de l'échantillon. Le poids du matériel nécessaire dépend donc essentiellement de la grosseur des grains et de leur répartition. Il faudra utiliser une quantité de sédiment d'autant moins importante que celui-ci est fin (Vatan, 1967). Par exemple, pour des échantillons contenant beaucoup de ballast, il sera nécessaire de tamiser plusieurs kilos alors que pour un échantillon fin 80 à 100 grammes peuvent suffire. Falk et Ward (1957) préconisent 50 à 75g si l'échantillon est de type sableux.

Le tamisage humide s'effectue grâce à deux tamis superposés dont les mailles sont de 2 mm pour celui qui est en position supérieure et de  $50\ \mu\text{m}$  pour celui en position inférieure. Ces deux tamis reposent sur un bac de tamisage. L'échantillon à analyser est alors placé dans le premier tamis et rincé à grande eau.

Trois collectes sont alors effectuées. La première concerne la fraction fine ( $< 50\ \mu\text{m}$ ) recueillie diluée dans l'eau, elle sera ensuite analysée à l'aide d'un granulomètre laser. Le rinçage est ensuite poursuivi jusqu'à ce que toute la fraction fine se soit écoulée : plus aucune

particule argilo-limoneuse ne doit s'écouler à la sortie des tamis (afin de limiter les marges d'erreur). On collecte alors le refus des tamis de 2 mm et 50 $\mu$ m. Ces refus sont ensuite séchés et une fois pesés, les poids de sables et de ballast contenus dans l'échantillon sont obtenus. Le poids de la fraction fine sera, lui, déduit par la soustraction de ces deux derniers au poids total de l'échantillon avant tamisage humide. Le tamisage humide permet donc après séchage et pesage des trois fractions d'établir la texture du sédiment.

#### 2.1.1.2. Le tamisage à sec

Il se décompose en deux temps : le tamisage à sec des sables qui a été fait systématiquement (comme vu précédemment) et celui du ballast qui a été fait lorsque la part de ballast était majoritaire dans l'échantillon, c'est à dire lorsque celui-ci était représentatif de l'échantillon. Il en a été de même pour les échantillons pour lesquels une granulométrie totale était prévue ceci dans le but d'obtenir le premier percentile et la médiane de l'échantillon afin de travailler sur l'image C/M de Passega (Passega, 1957).

Le tamisage à sec du ballast s'effectue manuellement. Cette fraction de l'échantillon est passée dans des tamis avec des mailles s'échelonnant de 8 cm à 2 mm. L'opération est assez longue puisque selon la forme des éléments qui composent le ballast (plus ou moins allongée), il faut essayer de passer chaque galet dans tous les sens possibles pour voir s'il n'appartient pas au tamis inférieur.

Le tamisage à sec des sables s'effectue en deux fois, la secoueuse (Endecotts) ne pouvant pas contenir tous les tamis. Les tamis sont donc répartis en deux colonnes de huit. Les huit premiers ont des mailles qui vont de 2 mm à 315  $\mu$ m et les huit seconds ont des mailles qui s'échelonnent de 250  $\mu$ m à 50  $\mu$ m. La taille des mailles des tamis correspond à la norme AFNOR, de progression géométrique ( $\sqrt[10]{10/10}$ ), avec transformation logarithmique de base 2 (Chamley, 1987). Le refus du tamisage humide du tamis de 50  $\mu$ m est tamisé par vibration sur la secoueuse pendant une durée de 20 minutes. Chaque refus est ensuite pesé et son poids est reporté dans une macro sous EXCEL afin d'obtenir la courbe granulométrique cumulative, l'histogramme des fréquences, la texture de l'échantillon, les différentes variables statistiques et les différents indices.

#### 2.1.1.3. La granulométrie laser

Elle permet de déterminer la répartition granulométrique de la fraction fine (< 50  $\mu$ m) afin de réaliser la courbe granulométrique cumulative. Le protocole suivi ici a été celui indiqué par M. Moustier du CEREGE. Il s'avère qu'avec l'expérience, ce protocole comportait quelques lacunes sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement.

Le granulomètre laser ne peut analyser que du sédiment en suspension donc si pour une question de transport ou de temps, les échantillons de limons-argiles ont séché et que l'eau s'est évaporée, il faut les remettre en suspension. Ceci a été le cas pour tous les échantillons qui ont subi une granulométrie laser. Après avoir remis les échantillons en suspension dans de l'eau osmosée, il a été nécessaire de les passer dans un bain à ultra-sons afin d'éliminer les agrégats qui pourraient fausser les mesures. Après quelques essais, un temps de 3 minutes s'est avéré optimum pour la désagrégation des sédiments dans le bain

d'ultra-sons. Mais d'après M. Moustier, l'important est que le temps soit toujours le même pour chaque échantillon afin de pouvoir comparer les courbes.

Le granulomètre laser fonctionne de la façon suivante : un faisceau laser est envoyé sur l'échantillon en suspension. L'eau osmosée doit avoir une concentration en sédiments portés comprise entre 10 et 30% pour être dans des conditions de mesure idéale. Pour chaque mesure, il a donc été important de veiller à ce que le taux d'obscurité atteigne un minimum de 20%. Ce seuil de 20% a été choisi puisqu'il correspond à la valeur moyenne idéale de concentration en sédiments portés. En arrivant sur l'échantillon, le faisceau est diffracté. C'est l'angle de diffraction des faisceaux par les sédiments qui est mesuré. En fonction de la taille des particules, le faisceau est plus ou moins diffracté. La mesure est prise pendant trente secondes sur l'échantillon mis en mouvement à l'aide d'une pompe en circuit fermé. Après chaque échantillon, le granulomètre laser est soigneusement nettoyé d'abord à l'eau claire puis à l'eau osmosée. Ceci permet d'éviter toute erreur due à une pollution d'un échantillon par un autre.

Les particules les plus petites réfléchissent peu de lumière mais avec un grand angle. Alors que les particules les plus grosses réfléchissent beaucoup de lumière mais avec un petit angle. L'angle de diffraction, inversement proportionnel à la taille du grain, est mesuré par une cellule photoélectrique. Une série d'algorithmes, réalisée par ordinateur, calcule une courbe de distribution de la taille des grains de l'échantillon, ainsi que différents paramètres (indice d'obscurité, percentiles...). Pour des raisons financières, d'intérêts et de statistiques, seuls les échantillons issus des tarièrages des terrasses rocheuse et d'accumulation holocènes de l'Argent-Double et du lit majeur exceptionnel du Gardon ont subi cette analyse. Cela constituait un ensemble d'échantillons, dont le nombre était suffisant afin d'effectuer des statistiques de manière fiable.

En regroupant toutes les courbes obtenues (ballast, sables, fraction fine), la granulométrie totale de l'échantillon de départ est obtenue. De cette façon, les éléments nécessaires au travail sur l'image C/M de Passega ont été acquis.

#### 2.1.1.4. Les limites du protocole

La première limite réside dans l'erreur humaine. Il peut s'agir d'erreur de lectures de résultats ou dans la préparation des échantillons. Cependant, ce facteur a été limité par une grande application lors des manipulations et par le fait qu'une partie de l'échantillon brut avait été conservée afin de refaire les manipulations en cas de constat d'erreur.

La seconde limite réside dans la diversité des méthodes utilisées pour traiter un échantillon. En effet, pour le tamisage du ballast, la méthode est totalement manuelle ; pour les sables, elle est semi-automatique et pour la fraction fine, elle est totalement automatisée. De même, pour le ballast et les sables, l'échantillon est traité sec alors que pour la fraction fine, l'échantillon est traité en suspension. Les trois courbes granulométriques obtenues sont donc difficilement juxtaposables.

Une autre limite provient du fait que le granulomètre laser assimile les particules fines à des sphères, ce qui provoque une erreur dans la courbe puisque les particules sont rarement sphériques. Les résultats obtenus avec un granulomètre laser sont exprimés par une courbe de pourcentages et non pas en poids comme pour les sables. En effet, sous la macro « Excel », pour obtenir la courbe granulométrique des sables ou du ballast, il faut rentrer le poids cumulé de chaque refus de chaque tamis. Alors que pour obtenir celle de la fraction fine, il faut rentrer

les pourcentages représentant chaque fraction. De plus, la progression du granulomètre laser n'est pas la même que la progression classiquement adoptée pour la fraction sableuse (progression logarithmique AFNOR). Les bornes des classes granulométriques sont donc interpolées pour une homogénéisation des résultats. C'est donc la macro qui permet d'obtenir la courbe granulométrique de l'échantillon total. Les corrections apportées par la macro permettent de limiter la marge d'erreur.

La dernière limite réside dans la présence de matière organique et de carbonate de calcium dans les échantillons. Dans un premier temps, il nous a semblé logique de traiter les échantillons dans leur intégralité c'est-à-dire avec le carbonate de calcium et la matière organique. En effet, ces deux composants font partie intégrante de l'échantillon et peuvent très bien être mis en mouvement par l'eau. Cependant, certains auteurs préfèrent décarbonater les échantillons ainsi qu'enlever la matière organique car ces derniers peuvent fausser les données lors de granulométries laser (Vatan, 1967). Devillers (2005) « *détruit les tissus organiques et les micro-agrégats pédologiques dans la fraction limono-argileuse, par mélange à de l'eau oxygénée* ». D'autres les conservent pour les mêmes raisons que les nôtres (Zeraï, 2006). Dans une grande majorité, aucun protocole n'est précisé (Bravard, 1983 ; Amoros et Bravard, 1985 ; Peiry, 1994 ; Bravard et Peiry, 1999 ; Arnaud-Fassetta, 1997 ; Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2006). L'utilisation des granulomètres laser reste floue. Cependant, étant donné le coût, le manque d'efficacité de cette méthode pour nos travaux et l'absence de protocole rigoureux, nous avons décidé de ne pas généraliser son utilisation à l'ensemble des échantillons. Lorsqu'un protocole précis sera trouvé, ces analyses pourront être reprises.

## 2.1.2. Les modes d'expression des résultats

### 2.1.2.1. La texture

La texture des échantillons est définie grâce au tamisage humide (comme vu précédemment). Les données de poids recueillies pour chaque fraction sont placées dans un diagramme triangulaire. Ce dernier permet d'illustrer la répartition de ces trois fractions que sont les limons-argiles, les sables et le ballast. Il s'agit alors d'une comparaison de leur poids relatif. On peut ainsi définir le niveau d'énergie subi à partir de la part plus ou moins importante des fractions fines ou grossières.

### 2.1.2.2. Les variables statistiques et les différents indices

#### 2.1.2.2.1. Le mode (mm)

Il s'agit de la classe qui a la plus forte fréquence. Il n'y a pas de formule mathématique qui permette de le déterminer précisément (Folk et Ward, 1957). Cette donnée doit donc être établie en regardant les histogrammes de fréquence.



### 2.1.2.2.2. Les fractiles

Ils correspondent à des pourcentages cumulatifs déterminés. On utilise le plus couramment Q1, Q2 et Q3. Q2 correspond aux pourcentages cumulatifs 50%, c'est la médiane. Q1 et Q3 correspondent respectivement aux pourcentages cumulatifs 25% et 75%. A partir de ces fractiles, différents indices granulométriques peuvent être définis (Chamley, 1987 ; Rivière, 1977).

Trois indices granulométriques sont couramment utilisés pour décrire l'allure générale des courbes granulométriques (Folk et Ward, 1957). Il s'agit du grain moyen, de l'indice de tri et de l'indice d'asymétrie ou Skewness. Ces indices postulent une répartition gaussienne de la taille des particules (Folk et Ward, 1957). Il faut donc noter par conséquent que leur fiabilité est plus importante pour la granulométrie des sables que pour la granulométrie de l'échantillon total. En effet, l'utilisation de deux méthodes différentes (tamisage à sec et granulométrie laser) entraîne artificiellement une répartition bimodale de l'échantillon. Une fois encore cela justifie qu'il a été décidé de se concentrer essentiellement sur la fraction sableuse.

#### 2.1.2.2.2.1 *L'indice de classement ou indice de tri*

Il est une évaluation du classement de l'échantillon, il mesure la dispersion des tailles par rapport à la moyenne de l'échantillon. Il permet d'apprécier l'importance des actions de tri au cours du transport et du dépôt ainsi que le type de dynamique et son intensité.

Il est en rapport avec la compétence du processus de dépôt (capacité de sélection) et sa régularité. Tout courant de grande énergie a un pouvoir de classement important, mais il est nécessaire de souligner qu'une forte variation de l'énergie peut entraîner une grande dispersion granulométrique. La bioturbation et/ou les actions humaines (labours...) peuvent occasionner des redistributions post-sédimentaires qui auront pour conséquence de diminuer l'indice de tri.

Le problème de cet indice est qu'il ne peut être utilisé de manière fiable que si la courbe granulométrique est de type gaussienne (un seul mode). Il est calculé selon la formule de Folk et Ward (1957) :

$$\text{Sorting Index} = \Phi I = (P84 - P16) / 4 + (P95 - P5) / 6,6$$

Echelle en mm	Dénomination
de 0 à 0,35	Très bien trié
de 0,35 à 0,5	Bien trié
de 0,5 à 1	Moyennement trié
de 1 à 2	Peu trié
de 2 à 4	Très peu trié
Plus de 4	Extrêmement peu trié

**Tableau 8 : Echelle de tri du sédiment.**

Source :Folk et Ward, 1957.

## 2.1.2.2.2.2

*L'indice d'asymétrie, le Skewness*

Ski indique l'asymétrie de la distribution à partir de la courbe des fréquences simples (histogramme).

$$\text{Ski} = (\text{P84} + \text{P16} - 2\text{P50}) / 2(\text{P84} + \text{P16}) + (\text{P95} + \text{P5} - 2\text{P50}) / 2(\text{P95} + \text{P5})$$

Il permet de connaître la prépondérance des sables fins ou grossiers par rapport à la moyenne de l'échantillon (Chamley, 1990 ; Devillers, 2005). De ce fait, cet indice reflète davantage le milieu de dépôt que les conditions et le mode de transport. Il est donc le seul indice à avoir un rapport direct, non pas avec l'énergie de l'agent de transport, mais avec le type de processus entraînant le dépôt. Il permet de savoir si un sédiment a subi un enrichissement (par exemple un apport de matériel fin décanté en fin de crue) ou un appauvrissement (lessivage des particules fines) (Duane, 1964 ; Folk et Ward, 1957 ; Visher, 1969).

## 2.1.2.2.2.3

*Le grain moyen*

« Il est l'expression de la force du courant capable d'avoir mis en mouvement l'essentiel d'un sédiment donné. Un niveau sédimentaire dont le grain moyen diminue vers le haut traduit l'existence d'un courant de force décroissante au cours du temps en un point donné » (Chamley, 1990). Le grain moyen traduit donc la compétence ou la force moyenne d'un courant (Folk et Ward, 1957, Chamley, 1987). Il indique si l'échantillon est plutôt grossier ou plutôt fin. Il permet de comparer en terme de moyenne les échantillons mais ne révèle en aucun cas l'hétérogénéité ou l'homogénéité du sédiment.

Le grain moyen en phi est calculé par la formule :

$$(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)/3$$

où  $\phi 16$  représente la taille moyenne du tiers le plus grossier,  $\phi 84$  représente la taille moyenne du tiers le plus fin et  $\phi 50$  représente la taille moyenne du tiers central (Folk et Ward, 1957). D'après les auteurs, cette formule permet une bonne approximation. Dans ce travail, le grain moyen est exprimé en  $\mu\text{m}$  à partir de la formule suivante :

$$(\text{P16} + \text{P50} + \text{P84})/3$$

où P16 représente le percentile 16, P50 le percentile 50 et P84 le percentile 84.

Le grain moyen est grossier de 2,5 à 1 mm ; il est moyen de 1 à 0,5 mm, fin de 0,5 à 0,25 et très fin de 0,25 à 0,05.

Tous les résultats obtenus ne seront pas à évaluer dans l'absolu, mais à comparer entre eux. Le grand nombre d'échantillons traités permettra d'effectuer des statistiques dans de bonnes conditions.

### 2.1.2.3. L'image C/M (Passega, 1957)

#### 2.1.2.3.1. La détermination des milieux de sédimentation

Le sédiment prélevé est l'expression du résultat de plusieurs actions. Dans un premier temps, il résulte d'une action d'ablation du substrat, puis subit le transport notamment par l'eau, selon différents modes et il se dépose. L'image C/M permet de mettre en évidence le dernier mode de transport subi par l'échantillon avant son dépôt.

#### 2.1.2.3.2. Constitution de l'image

La technique de l'image C/M a été élaborée par PASSEGA en 1957 sur le delta du Mississippi. Elle permet à partir d'un certain nombre de relevés, de constituer une image permettant d'identifier les différents milieux de sédimentation des échantillons prélevés.

Elle est constituée d'un nuage de points de coordonnées (X ; Y) reportés sur un graphique logarithmique en abscisse et en ordonnée. Les abscisses (X) correspondent à la médiane (M) granulométrique de l'échantillon, c'est à dire, la taille des grains pour une masse de 50% du sédiment. Les ordonnées, quant à elles, correspondent au percentile (C) de l'échantillon, c'est à dire, la taille des grains pour 1% du sédiment.

#### 2.1.2.3.3. Interprétation théorique des résultats

Passega (1957) juge peu utile l'analyse des courbes cumulatives obtenues par tamisage car la fraction fine et la fraction grossière d'un échantillon étant des facteurs indépendants, les coefficients de triage et d'obliquité qui mesurent les caractères du sédiment total sont inadéquats. Passega préfère utiliser les deux paramètres suivants, extraits de la courbe granulométrique :

- la médiane, M, représente le milieu de l'ensemble du dépôt
- le percentile le plus grossier, C, représente la fraction grossière et mesure la compétence d'un courant.

L'ensemble des points compose un nuage appelé « image granulométrique C/M », qui s'articule en plusieurs segments correspondant à des modes de transport et de dépôts particuliers (figure 32). On peut ainsi différencier :

- les dépôts liés aux courants tractifs laminaires (le segment RS, suspension uniforme) : la valeur  $C_u$  indique la taille maximale des particules transportées en suspension uniforme. Le dépôt se produit lors d'une légère baisse de la vitesse de l'écoulement au contact du lit ou à l'abri d'un obstacle. La valeur M est d'autant plus faible que l'écoulement est lent. Elle est indicatrice de la turbulence au contact du fond.

- les dépôts liés aux courants tractifs influencés par la turbulence du fond ou des berges (suspension graduée, segment QR) : le rapport de proportionnalité existant entre C et M résulte d'un effet de tri granulométrique exercé par la turbulence du fond. Une légère diminution de cette turbulence provoque la sédimentation des particules les plus grossières de la suspension graduée sans que les fines ne soient piégées. La fraction la plus grossière

transportée en suspension graduée correspond à Cs ; elle indique la turbulence maximale au contact du fond.

- les dépôts liés au roulement des particules sur le fond (segment NO, OP, PQ). Le segment PQ est constitué de sédiments issus de la partie la plus grossière de la suspension graduée. Ils possèdent la même médiane que les dépôts de cette dernière, « polluée » par quelques grains transportés par roulage ; ces grains roulés affectent le percentile. Le segment OP met en évidence une augmentation de la proportion de matériel roulé dans le dépôt. Elle provoque une rapide augmentation de la médiane sans que le percentile le plus grossier ne soit beaucoup affecté. Cr est la valeur maximale que ce dernier peut atteindre.

La superposition des courbes granulométriques de différentes stations d'étude ont montré la rareté de certaines classes de tailles dans les dépôts, notamment entre les valeurs Cs et Cr. Selon Passega, ce hiatus granulométrique indiquerait que le roulage et le transport par suspension graduée sont deux modes de transport indépendants ; les particules comprises entre Cs et Cr seraient trop grossières pour être transportées en suspension et trop fines pour être facilement roulées. Transitant moins facilement, elles seraient abandonnées dans certaines parties du lit, jusqu'à ce que l'usure mécanique les réduise, permettant leur transport en suspension. Au contraire, d'autres auteurs (Shaw et Kellerhals, 1982) affirment que des particules sont mises en mouvement par ces deux modes de transport, ce qui, augmentant la fréquence de leur mobilisation, expliquerait leur usure plus rapide et donc la raréfaction des dépôts.

Le segment NO représente des sédiments bien triés, tous transportés par roulage, et caractéristiques des rivières à charge graveleuse.

- les dépôts liés à la décantation en eau calme (« pelagic suspension », partie T) ; les sédiments flottent dans l'eau.

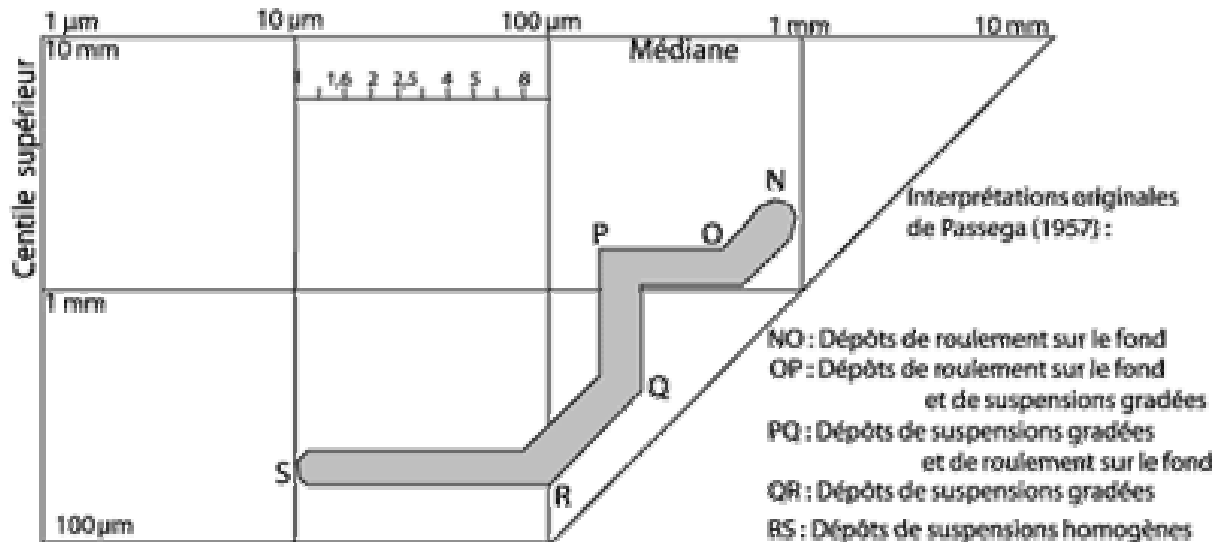


Figure 32 : Image C/M de Passega.

Source : [www.oceano.org](http://www.oceano.org).

#### 2.1.2.3.4. Critique de l'utilisation de l'image C/M

De nombreux auteurs (Passega, 1957 ; Passega, 1963 ; Bravard, 1983 ; Amoros et Bravard, 1985 ; Peiry, 1994 ; Bravard et Peiry, 1999 ; Arnaud-Fassetta, 1997 ; Arnaud-Fassetta et Landuré, 2003 ; Arnaud-Fassetta, 2006) utilisent l'image C/M mais n'indiquent

pas le protocole préalable de traitement des échantillons. Ceci rend alors les résultats obtenus sujets à la discussion et ne permet pas de comparaison efficace.

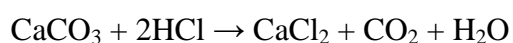
Les limites entre chaque classe de l'image C/M citées précédemment concernent des organismes fluviaux très différents des cours d'eaux méditerranéens puisque l'image C/M a été établie pour un grand fleuve nord-américain. Nous avons cependant essayé de les retrouver dans la répartition des échantillons de l'Argent-Double et du Gardon. Cette opération ne permit pas d'obtenir les résultats escomptés. Avec le recul, il semble évident qu'essayer de retrouver les segments définis sur le Mississippi avec des échantillons issus d'une rivière méditerranéenne était illusoire. Même en utilisant les images C/M de cours d'eau plus proches tels que le Rhône (Arnaud-Fassetta, 1997), aucun résultat satisfaisant n'a pu être obtenu. Il semble donc que la transposition de cette méthode sur d'autres cours d'eau soit sujette aux contestations. En effet, Pinot J.-P., dans son ouvrage mis en ligne sur internet qui s'intitule « Vocabulaire de géomorphologie » ([www.oceano.org](http://www.oceano.org)), définit le diagramme de Passega comme étant un « *graphique à double entrée sur lequel on figure, pour divers sédiments ayant fait l'objet d'une étude granulométrique, en ordonnée le point correspondant à la valeur de la médiane et en abscisse celle du premier percentile. La position de ce point sur une grille interprétative proposée par Passega est supposée indiquer le mode de mise en place du sédiment. Mais le diagramme de Passega, inventé pour obtenir des informations sur le mode de mise en place de sédiments fossilisés et aider à la recherche d'hydrocarbures dans le sous-sol, n'a guère d'intérêt quand on a sous les yeux le mode de mise en place : surtout, le mode observé dans la nature ne correspond qu'occasionnellement au mode qu'indique le diagramme, et il est donc préférable d'éviter de s'en servir. Cependant, si l'on reportait sur le diagramme de Passega les mesures opérées par des dizaines de chercheurs, et sur des milliers de sédiments variés, dont le mode de mise en place serait parfaitement connu, on aurait de quoi proposer des interprétations bien plus solides et le diagramme de Passega deviendrait un bon instrument de travail.* »

Avant de se lancer dans les milliers d'analyses préconisées par Pinot, il aurait sans doute plutôt fallu construire l'image C/M propre à l'Argent-Double et au Gardon en positionnant sur le graphique, les points correspondant à un nombre statistiquement recevable d'échantillons dont le mode de transport était connu.

## 2.2. Les analyses chimiques

### 2.2.1. La calcimétrie (Cailleux et Tricart, 1959)

Le principe réside dans une attaque du carbonate de calcium dans les sédiments par de l'acide chlorhydrique normal. Ceci permet alors de doser le volume de gaz carbonique dégagé suivant l'équation suivante :



Pour réaliser cette mesure, il faut:

- broyer un peu du sédiment.

- Evaluer approximativement la quantité pesée en faisant un premier test à l'acide pour savoir si le sédiment est très ou peu calcaire. Dans le cas d'un sédiment peu calcaire, prendre 1 à 3 grammes voire plus. Dans le cas d'un sédiment très calcaire, prendre 0,5 à 0,125 grammes voire moins.
- Mettre la prise d'essai dans un erlenmeyer de 100 cc.
- Remplir un doigt de verre aux  $\frac{3}{4}$  avec de l'acide chlorhydrique en solution normale et l'introduire à l'aide d'une pince brucelle dans l'erlenmeyer.
- Boucher l'erlenmeyer avec l'extrémité du calcimètre Bernard.
- Ramener le niveau d'eau du calcimètre Bernard à la graduation 0 à l'aide du ballon réservoir. Les mesures se font à température ambiante.
- Renverser l'acide chlorhydrique contenu dans le doigt de verre en inclinant l'erlenmeyer.
- Agiter, l'attaque a lieu. Le gaz carbonique se dégage et le niveau de l'eau contenue dans la colonne du calcimètre baisse. Lorsque le niveau est stabilisé, l'attaque est terminée. Lire le volume de  $\text{CO}_2$  dégagé.
- Faire un témoin en remplaçant l'échantillon par 0,1 gramme de calcite pure.

Une fois ce protocole réalisé, par l'équation suivante, on peut déterminer le pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  :

$$\% \text{ de } \text{CaCO}_3 = (0,1 \times V \times 100) / (v \times P)$$

0,1 : poids en grammes de la calcite.

P : prise d'essai en grammes.

V : volume de  $\text{CO}_2$  dégagé par P.

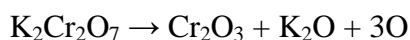
v : volume de  $\text{CO}_2$  dégagé par la calcite.

Dans le cadre de l'analyse calcimétrique, un témoin a été fait tous les 8 échantillons afin de limiter les erreurs dues aux changements de température ou de produit.

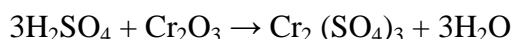
## 2.2.2. Le dosage de la matière organique par la méthode de A. Walkley

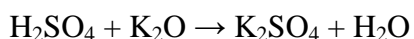
### 2.2.2.1. Le principe (Cailleux et Tricart, 1959)

Le principe consiste en une oxydation du carbone organique en gaz carbonique par le bichromate de potassium en milieu sulfurique concentré. Dans ces conditions (milieu acide, réducteur), le bichromate de potassium cède de l'oxygène suivant l'équation suivante :



L'oxygène réagit sur le carbone organique et les oxydes basiques  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont salifiés par l'acide à l'état de sulfates suivant les équations :





Un centilitre de solution normale de bichromate de potassium oxyde 3 milligrammes de carbone. L'oxydation à froid étant incomplète, on multiplie par le facteur de correction 1,3.

#### 2.2.2.2. Le mode opératoire

- Mettre une quantité variable de terre fine broyée dans un erlenmeyer de 500 cc.
- Ajouter à la burette 10 cc. de bichromate N/1 et 20 cc. d'acide sulfurique concentré. Agiter une minute puis laisser pauser trente minutes.
- Une fois le temps de pause écoulé, ajouter 100 cc. d'eau distillée et filtrer. Ajouter alors 10 cc. d'acide ortho-phosphorique (afin de rendre inactifs les ions ferriques et de rendre net le virage coloré). 1 à 2 cc. de diphénylamine sont ensuite ajoutés, il apparaît alors une teinte marron foncé.
- Titrer la solution au sel de Mohr en l'ajoutant goutte à goutte car il faut stopper l'écoulement au moment où il y a un virage du bleu violacé au vert. La quantité de sel de Mohr utilisée va permettre les calculs.

Cette même opération doit être effectuée sans échantillon afin de faire un témoin. Dans le cadre de nos manipulations, un témoin doit être effectué à chaque fois qu'un des produits est modifié (ouverture de nouvelles bouteilles) ou tous les six échantillons.

#### 2.2.2.3. Le calcul :

1cc. de solution normale de bichromate de potassium oxyde 3 x 1, 3 mg de carbone.

Soit : T : le volume de sel de Mohr utilisé pour le témoin (en cc.).

X : le volume de sel de Mohr utilisé pour l'échantillon (en cc.).

X' : le nombre de gramme de terre fine.

On obtient l'équation suivante :

$$\% \text{ de Carbone organique} = 10 - (10 \times X/T) \times (3,9/X' \times 10)$$

Pour passer du carbone organique à la matière organique, il faut effectuer le calcul suivant :

$$\% \text{ de Matière organique} = \% \text{ de Carbone organique} \times 1,727$$

### 2.2.3. Les analyses chimiques par spectrométrie gamma

Les teneurs en Potassium, Thorium-234 et Thorium-228 des échantillons prélevés dans les plaines alluviales du Gardon et de la Cèze ont été évaluées en même temps que leur teneur en Béryllium-7. Celles-ci ont pu être obtenues par spectrométrie gamma. Elles

permettront d'essayer de définir l'origine des sédiments déposés lors de la crue de 2002. Le détail des mesures par spectrométrie gamma sera développé dans le point 3.1.2.1.

## 2.3. Morphoscopie des quartz (Cailleux et Tricart, 1959)

### 2.3.1. Préparation des échantillons

Les opérations que nous allons décrire ne font que nettoyer les grains de quartz (parfois recouverts d'une pellicule calcaire) et n'altèrent d'aucune façon ni les formes des grains, ni leur aspect, ni leur état de surface.

#### 2.3.1.1. Le lavage à l'eau

Il faut tout d'abord déposer dans une capsule de porcelaine à bord haut 2 à 3 grammes de sédiments. Ensuite, pour séparer la fraction sableuse de la fraction limono-argileuse, il est nécessaire de recouvrir l'échantillon d'eau distillée et triturer les grains avec le bout des doigts afin de les désagréger. Il faut alors laisser décanter et vider le surnageant, et répéter l'opération jusqu'à l'obtention d'une eau limpide.

Une fois, cette étape achevée, les sables doivent être égouttés et mis à sécher dans l'étuve ou sur une plaque chauffante. Si les grains sont très sales, il est nécessaire d'effectuer un lavage à l'acide chlorhydrique.

#### 2.3.1.2. Le lavage à l'acide chlorhydrique à froid et à chaud

Pour le lavage à froid, il faut procéder comme pour le lavage à l'eau, mais ajouter répétitivement de l'acide chlorhydrique jusqu'à cessation de l'effervescence. Un lavage à l'eau est ensuite nécessaire afin d'éliminer toute trace d'acide et de  $\text{CaCl}_2$ , qui formerait une pellicule autour du grain et lui donnerait un aspect luisant, trompeur. Ensuite, il faut laisser sécher.

Pour le lavage à chaud, l'opération est la même, mais une fois l'acide versé, le tout doit être porté à ébullition sur une plaque chauffante pendant 2 à 3 minutes. Cette manipulation est nécessaire si les échantillons sont très colorés en bruns par les oxydes de fer, s'ils sont très sales, ou s'ils sont mal désagregés.

#### 2.3.1.3. Le lavage à l'acide oxalique

Cette méthode permet l'obtention de grains très propres, dans le cas d'enduits ferrugineux. Il faut alors porter à ébullition pendant 20 minutes quelques grammes



d'échantillon dans de l'acide oxalique à 10%, en présence de laine d'aluminium, puis faire refroidir et laver abondamment avant de le faire sécher.

Dans le cadre de notre étude, les échantillons, peu sales, ont été nettoyés grâce à la méthode du lavage à l'acide chlorhydrique à froid.

## 2.3.2. Montage et examen des échantillons

L'aspect et la forme des grains est fonction de leur taille. Donc, si l'on veut comparer entre elles diverses formations, il est indispensable de toujours étudier des grains de même dimension. Pour cela, il faut effectuer un tamisage à sec pour séparer les grains en deux classes : la fraction comprise entre 2 mm et 0,5 mm et celle comprise entre 0,5 mm et 0,2 mm.

L'examen des grains de quartz consiste à déterminer la nature des grains, leur forme et leur aspect de surface. Pour cela, il existe des échantillons types qui servent de référence. Le classement est effectué dans un tableau d'après la méthode de Cailleux A. et Tricart J. (1959). Ces auteurs distinguent trois grandes catégories de quartz en fonction de la forme et de l'aspect de surface des grains :

- les quartz non-usés : N-U
- les quartz émoussés-luisants : E-L
- les quartz ronds-mats : R-M

Il existe alors plusieurs variantes possibles :

- chez les non-usés : les ternes, les brillants et les cariés
- chez les émoussés-luisants : les picotés et les moirés
- chez les ronds-mats : les sales.

Il existe également des termes de transition pour les trois groupes comme subarrondis, subanguleux...

## 3. Les datations

### 3.1. Les isotopes radioactifs...

La radioactivité a été largement utilisée par les scientifiques car elle permet notamment d'effectuer des traçages et ce qui nous intéresse plus particulièrement ici, d'effectuer des datations à différentes échelles de temps (Bonté, 1996). Les isotopes radioactifs sont des éléments instables et leur radioactivité décroît régulièrement avec le temps. La propriété physique majeure d'un isotope radioactif est sa période de décroissance radioactive (ou demi-vie) qui est une constante représentant le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des atomes présents initialement. Cette propriété physique a donc conditionné le choix des isotopes qui étaient susceptibles d'apporter des réponses à certains points de la problématique mise en place lors de nos recherches.

#### 3.1.1. ...à rayonnement bêta : le $^{14}\text{C}$

##### 3.1.1.1. Principes de la méthode

Dans la haute atmosphère, les neutrons provenant des rayons cosmiques entrent en collision avec des atomes d'azote et créent des atomes de  $^{14}\text{C}$  par enlèvement d'une charge positive. Ceux-ci sont oxydés en  $^{14}\text{CO}_2$  (gaz carbonique radioactif) par l'ozone et se mêlent rapidement au  $^{12}\text{CO}_2$  (gaz carbonique stable) de l'atmosphère. Le  $^{14}\text{CO}_2$  est la source du carbone des êtres vivants qui intègrent donc du  $^{14}\text{C}$  dans leur organisme. Comme cet élément est radioactif, certains atomes se désintègrent spontanément pour redonner de l'azote. Dans les organismes vivants, à chaque minute, dans un gramme de carbone vivant, 16,6 atomes de  $^{14}\text{C}$  disparaissent en émettant un faible rayonnement. Pendant leur vie, les individus qui renferment du carbone ont un certain capital de  $^{14}\text{C}$ . Mais, quand ils meurent, la source de  $^{14}\text{C}$  est coupée. Le capital originel de  $^{14}\text{C}$  va diminuer progressivement suivant la période de l'élément radioactif (temps mis par l'élément pour désintégrer la moitié de sa masse). Pour le  $^{14}\text{C}$ , cette période est de 5710 ans pour Chaline (1985) et de 5570 ans pour Magny (1995).

Ainsi, en mesurant la radioactivité d'un échantillon de bois, il est possible de restituer le temps qui s'est écoulé entre cette mesure et la mort de l'arbre dont il provient. Si cette radioactivité est réduite au quart de sa valeur initiale, la date de la mort du bois est donc de 11 140 années ( $5570 \times 2$ ) selon Magny (1995).

Les dates sont exprimées en années BP (Before Present), c'est-à-dire en années radiocarbone avant l'année 1950 de notre ère qui est la date de référence zéro. Elle a été fixée ainsi du fait des grandes quantités de matières carbonées fossiles (pétroles) et des explosions de bombes H qui ont fortement modifié les teneurs en  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère. A chaque date radiocarbone est associée une marge statistique d'imprécision de la mesure (déviations standard). Ainsi, la date  $11\,140 \pm 70$  BP signifie que le bois analysé a deux chances sur trois de se trouver dans l'intervalle de temps [11 070 BP ; 11 210 BP].

### 3.1.1.2. Le choix et les limites de cette méthode

Cette méthode ne date donc pas à l'année près mais indique seulement une fourchette dans laquelle un événement a une certaine probabilité de se trouver. Ceci n'est pas très contraignant pour nous si la fourchette n'est pas trop importante, puisque le but n'est pas de dater précisément la crue qui a pu apporter le charbon, mais de définir à quelle période, le dépôt dans lequel il se trouve s'est constitué.

Cette méthode ne permet pas de dater efficacement au-delà de 60 000 ans (Fontugne, 1985). La radioactivité est dans ce cas très faible ce qui engendre des résultats imprécis. Les dépôts pour lesquels nous avons réalisé des datations ont été mis en place après le Pléistocène. Ainsi, ils se situent dans la fourchette où la datation au  $^{14}\text{C}$  est optimale.

Il faut également bien faire attention au fait que la radioactivité de l'échantillon ne doit pas être affectée par des effets de pollution plus récente, ce qui pourrait fausser les mesures. Ces pollutions peuvent être dues à un apport de carbone dans le sédiment par des racines profondes. C'est pourquoi nous avons décidé de ne pas analyser les charbons trouvés les plus en surface, proches des racines de vignes. De grands apports d'eau peuvent également provoquer une pollution, ce qui peut être le cas étant donné le milieu d'étude (plaine alluviale). Le dernier type de pollution pourrait provenir de la manipulation lors de l'extraction, mais cette manipulation a été faite avec précaution de telle sorte que ce risque soit éliminé. De plus, plus le charbon est gros, plus la datation est fiable (Chaline, 1985). Seul un charbon de 5 centimètres de diamètre a été analysé.

### 3.1.2. ... à rayonnement gamma : le $^{137}\text{Cs}$ et le $^7\text{Be}$

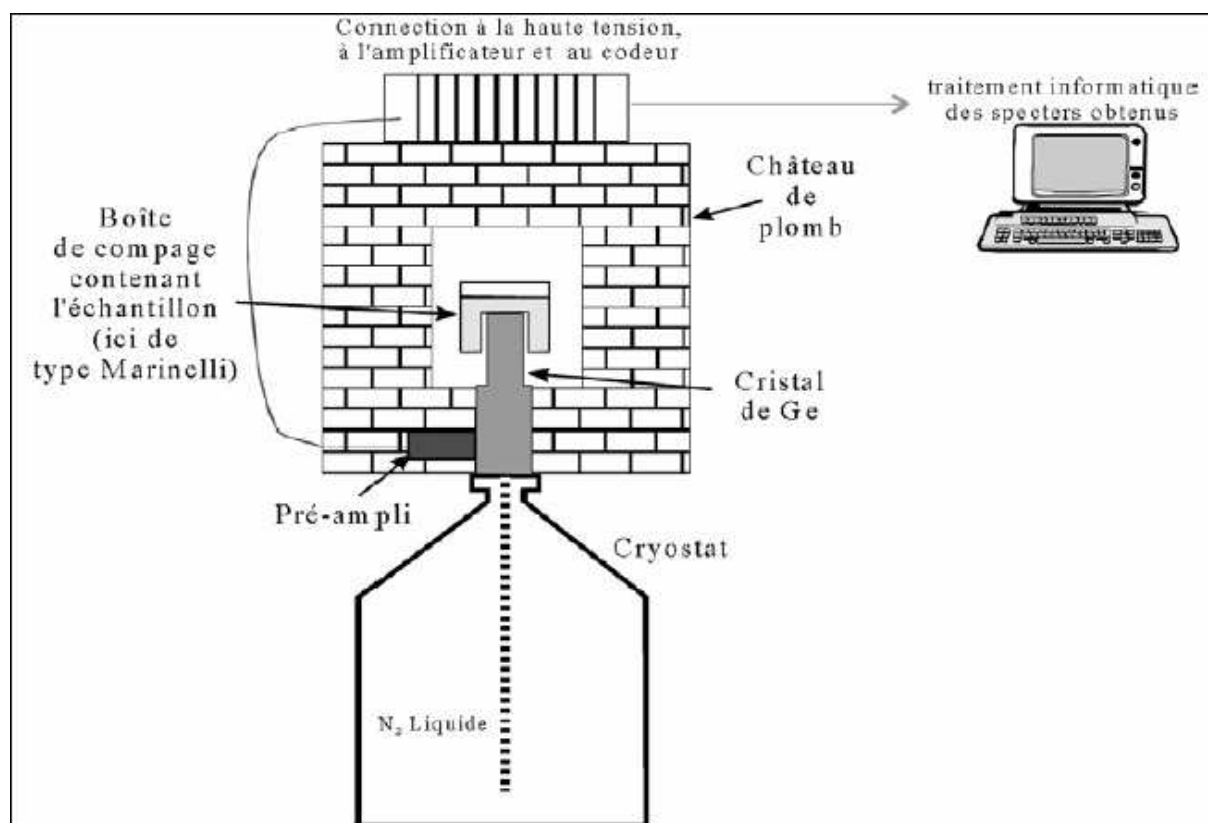
Par la description des propriétés propres et par la compréhension des retombées de ces deux isotopes, nous verrons que le  $^{137}\text{Cs}$  est le mieux adapté pour pouvoir attester et quantifier l'évolution des lits majeurs alors que le  $^7\text{Be}$  permettra de quantifier les dépôts d'une crue. Cependant, avant tout, un bref rappel sur la technique de mesure par spectrométrie gamma et sur la méthode de détermination de l'activité radioactive permettra de définir le protocole subi par les échantillons, étape de connaissance indispensable pour une critique éventuelle des résultats obtenus.

Toutes les analyses isotopiques qui seront présentées ont été effectuées par P. Bonté, directeur de recherche au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette.

#### 3.1.2.1. La détection par spectrométrie gamma et la détermination de la radioactivité (Sogon, 1999)

La spectrométrie gamma est une technique de mesure directe et non-destructive, c'est-à-dire sans séparation chimique ce qui permet d'effectuer d'autres analyses sur l'échantillon. Les échantillons qui ont été prélevés sont séchés dans une étuve à 70°C. Ils sont ensuite pesés, désagregés et tamisés à 2 mm (limite supérieure des sables). Chaque échantillon est ensuite conditionné dans des boîtes standardisées qui sont placées sur le détecteur de rayonnements

gamma. Le laboratoire possède des détecteurs à cristaux de germanium hyper pur refroidis par de l'azote liquide (figure 33).



**Figure 33 : Schéma d'un spectromètre gamma de type N.**  
Source : Sogon, 1999.

Afin de protéger les détecteurs contre la radioactivité ambiante (rayonnement cosmique, matériel électronique, radon de l'atmosphère, bâtiment), ils sont installés dans les sous-sols du laboratoire et la partie de détection est entourée par un château de plomb, de fer et de cuivre sur une épaisseur de 15 à 20 cm.

Les photons gamma produits par les désintégrations qui arrivent sur le cristal de germanium sont transformés en signaux électriques. Ces signaux sont amplifiés, identifiés par un codeur puis stockés dans un analyseur multicanal (8000), qui classe et totalise le nombre de photons émis par énergie de désintégration. Un spectre est ainsi obtenu. Sur ce dernier, chaque raie énergétique est caractéristique d'un isotope radioactif. Ainsi, pour chaque échantillon, chaque isotope est identifié puis quantifié.

Par l'intermédiaire d'une équation, l'activité radioactive peut ainsi être déterminée. Cette dernière est fonction du nombre de protons détectés à l'énergie correspondante, du pourcentage d'émission à cette énergie, du rendement du détecteur pour cette énergie d'émission et du temps de comptage. L'activité radioactive dont l'unité est le Bq, doit être corrigée de la décroissance radioactive depuis la date de prélèvement de l'échantillon (Bonté *et al.*, 2000). En effet, pour le  $^{137}\text{Cs}$  par exemple, l'activité diminue de 6,7% en 3 ans (Sogon, 1999). Pour le  $^7\text{Be}$ , dans la mesure du possible, les comptages doivent être réalisés dans les 10 jours qui suivent le prélèvement des échantillons puisque la période de cet isotope est de 53,3 jours (Bonté *et al.*, 2000). En normalisant à l'unité de poids, l'activité spécifique de l'échantillon est obtenue en Bq/kg. Ce sont ces résultats qui seront interprétés afin de répondre aux problématiques.

Pour que l'interprétation soit la plus fiable possible, il faut à présent définir les caractéristiques et propriétés propres à chacun des isotopes étudiés ainsi que leurs retombées.

### 3.1.2.2. Le $^{137}\text{Cs}$

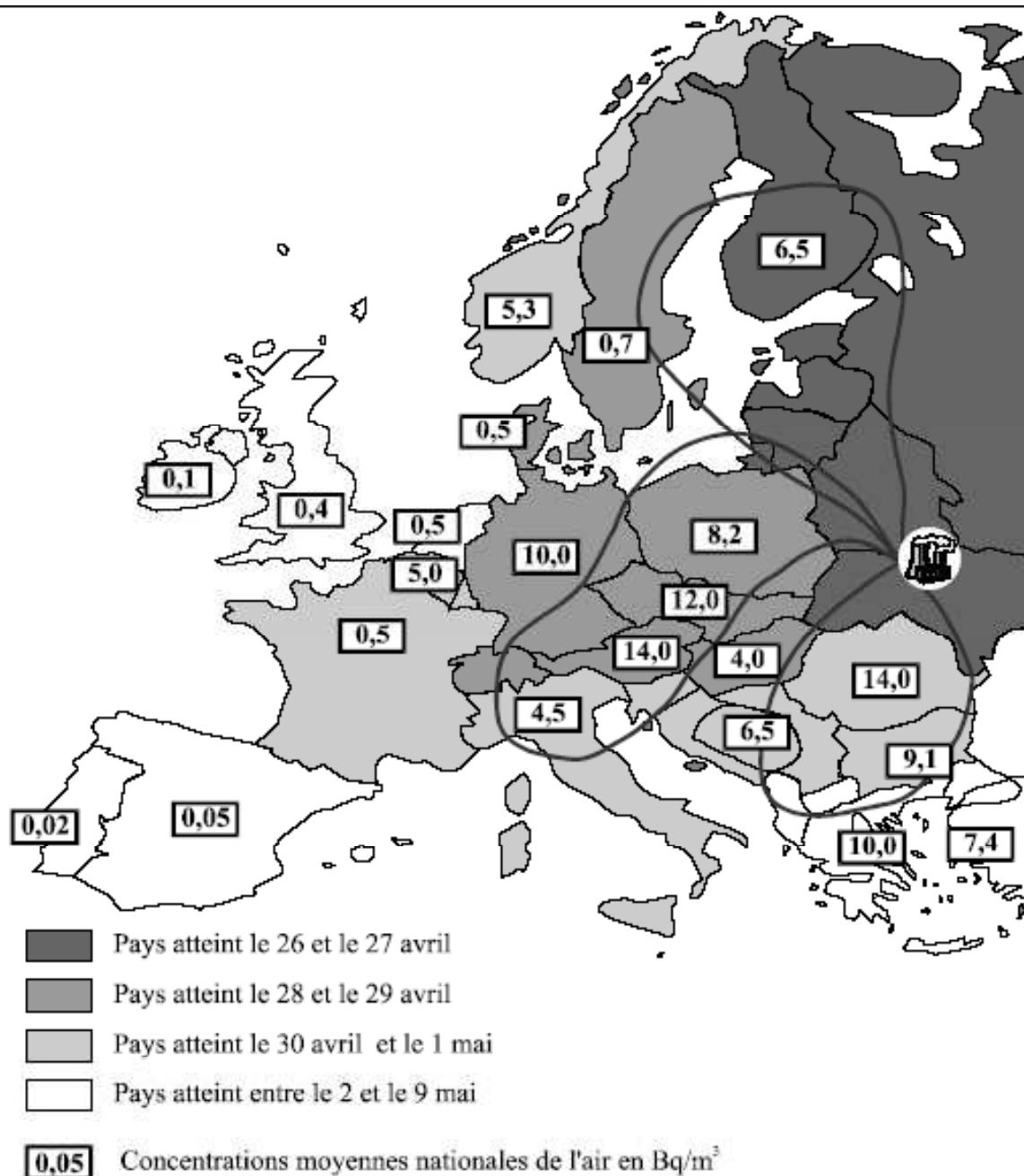
Le césium-137 est un isotope radioactif artificiel de 30,17 ans de période créé lors de la fission d'atomes d'uranium-235 ou de plutonium-239. Ses caractéristiques font que cet isotope est le plus adapté à la problématique de l'évolution récente des lits majeurs. En effet, il a une affinité presque exclusive avec les argiles ( $< 2\mu\text{m}$ ). Cette fixation est quasiment irréversible ce qui évite sa mise en solution qui pourrait fausser les résultats. De même, Dalham *et al.* (1975) estiment que les pertes par exportation par les cultures sont négligeables ce qui réduit les marges d'erreur puisque les lits majeurs sont en général des surfaces cultivées. Sa répartition est homogène à l'échelle d'un petit bassin-versant, donc les taux ne devraient pas varier de l'amont à l'aval. Cependant, ceci ne pose pas de problème pour notre problématique. Pour finir, l'émission des ondes gamma fait que ce marqueur radioactif est détectable même en quantité infime. Afin d'obtenir des datations pour les dépôts des lits majeurs, des échantillons sont prélevés jusqu'à atteindre la profondeur à laquelle une disparition totale du  $^{137}\text{Cs}$  est constatée.

Cette méthode semble donc être bien adaptée pour dater et permettre la quantification des dépôts des lits majeurs qui sont constitués en grande partie par des limons-argiles (Masson *et al.*, 1996). N'étant pas un isotope naturel, il est indispensable de comprendre quelle est l'origine du  $^{137}\text{Cs}$  afin de pouvoir interpréter les résultats obtenus.

La libération de  $^{137}\text{Cs}$  dans l'atmosphère a débuté avec l'avènement de l'ère « nucléaire » en 1945. Il existe trois sources de production (Ritchie *et al.*, 1973, cité dans Sogon, 1999) : les essais des armes nucléaires, les rejets liés au fonctionnement normal d'un réacteur nucléaire et les accidents survenant sur les installations techniques nucléaires.

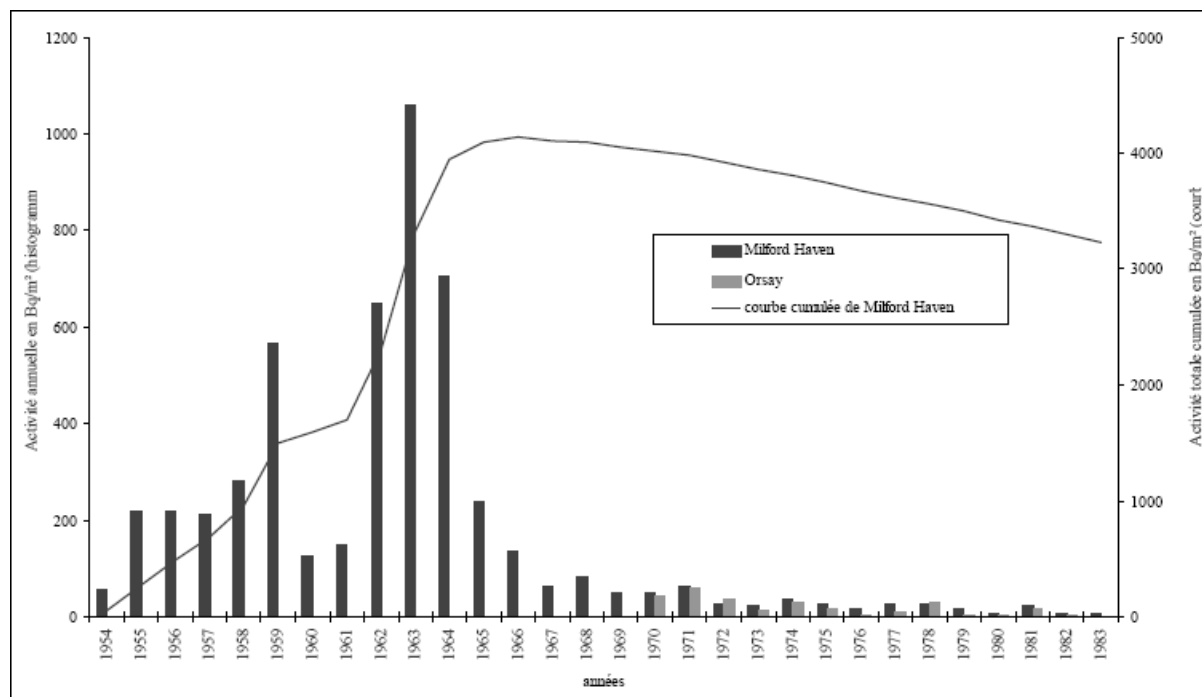
En juillet 1945, la première bombe atomique explose dans le désert du Nouveau Mexique. Celle-ci a été suivie par de nombreux autres essais qui ont injecté des quantités variables de  $^{137}\text{Cs}$  dans l'atmosphère. Jusqu'en fin 1952, les essais sont de faibles puissances et ont lieu dans la troposphère. Mais ceux-ci furent suivis par les essais des bombes thermonucléaires dont la puissance est 100 fois supérieure à celle des bombes A. Ces bombes injectèrent massivement des isotopes radioactifs dans la stratosphère, dont le  $^{137}\text{Cs}$  (Carter et Moghissi, 1977). Une pause dans les essais a eu lieu dès 1958 mais il furent repris avec une plus grande fréquence et une plus grande puissance en 1960. L'URSS, les Etats-Unis et l'Angleterre cessèrent leurs essais dès 1963, mais la France et la Chine les poursuivirent jusqu'en 1974 pour la première et 1980 pour la seconde (Carter et Moghissi, 1977). Seulement 10 % de la production d'isotopes radioactifs est due aux essais postérieurs à 1963 et 1 % à la période 1976-80 (Sogon, 1999). A ces essais viennent s'ajouter les incidents et accidents dans l'industrie nucléaire dont la plus grande catastrophe, jusqu'à ce jour, a eu lieu à Tchernobyl (Ukraine) le 26 avril 1986 (figure 34). Selon Sogon (1999), les retombées de  $^{137}\text{Cs}$  suivent le calendrier des tests atmosphériques avec un retard de 6 mois à un an. Les premières retombées significatives débutent en 1954 (figure 35), la période comprise entre 1962 et 1965 correspond à 50,4 % du total des retombées liées aux essais des armes nucléaires.

Lors de l'obtention des résultats, ce n'est donc pas la décroissance radioactive de ce marqueur qui sera utilisée mais plutôt l'enregistrement des variations de teneurs (Walling *et al.*, 1992 ; Bonté *et al.*, 2004). Il s'agit donc d'essayer d'identifier les 3 pics qui correspondent à 1954 : apparition du  $^{137}\text{Cs}$  dans les dépôts, 1963 : premier pic, et 1986 : pic dû à l'accident de Tchernobyl.



**Figure 34 :** Carte de l'évolution des nuages radioactifs et de la concentration moyenne nationale en  $^{137}\text{Cs}$  de l'air (mBq/m³) au-dessus de l'Europe.

Source : Sogon, 1999 d'après U.N.S.C.E.A.R., 1988.



**Figure 35 :** Les retombées annuelles (au dépôt) et cumulées de  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq/m}^2$ ) (corrigées au 01/01/96) à Milford Haven (Angleterre) entre 1954 et 1983 (Playford et al., 1990) et à Orsay (France) entre 1970 et 1983 (données du L.M.R.E.).

Source : Sogon, 1999.

Pour notre étude, il a été considéré que le  $^{137}\text{Cs}$  présent dans les dépôts était uniquement dû aux apports des crues car en l'absence d'éléments permettant des observations plus précises, il a été nécessaire de se baser sur ce postulat. Pour les travaux à venir, il est bon de préciser que la surface de la plaine alluviale reçoit du  $^{137}\text{Cs}$  à la fois des dépôts du matériel érodé à l'amont du bassin (ce qui nous intéresse), mais aussi directement des retombées atmosphériques. De plus l'activité biologique, le pâturage ou la mise en culture font que le sol affleurant sur lequel s'est déposé le  $^{137}\text{Cs}$  subit un mélange et une redistribution dans le sédiment. Afin de quantifier le  $^{137}\text{Cs}$  dû aux retombées directes dans le lit majeur ordinaire ainsi que les conséquences d'éventuelles perturbations, il aurait fallu suivre une méthodologie inspirée des travaux de Walling, Quine et He (1992). Ces auteurs préconisent de calculer la quantité de  $^{137}\text{Cs}$  issu des seuls dépôts de crue en soustrayant la quantité de  $^{137}\text{Cs}$  déposé sur place à la quantité totale de  $^{137}\text{Cs}$  mesuré. Le  $^{137}\text{Cs}$  issu des retombées atmosphériques sur place serait mesuré sur des échantillons prélevés à proximité du lit majeur ordinaire mais en dehors de la plaine alluviale fonctionnelle. Pour que les éventuelles perturbations soient similaires, il serait nécessaire de choisir un lieu où l'occupation des sols et la granulométrie soient similaires à celles du lit majeur ordinaire. L'idéal aurait donc été d'étalonner les résultats en les comparant à ceux obtenus dans des colluvions fines proches du lit majeur ordinaire et cultivées de la même manière (en vignes, concernant l'Argent Double). Malheureusement, ceci n'a pas été réalisé. Walling *et al.* (1992) estiment que la migration du  $^{137}\text{Cs}$  est de l'ordre de 10 à 20 cm pour des dépôts de lit majeur. Ceci donne un ordre de grandeur pour les marges d'erreur des résultats obtenus par Delorme (2004) qui permettent une première approche des rythmes de sédimentation en lit majeur ordinaire.

### 3.1.2.3. Le $^7\text{Be}$

Le Béryllium-7 est un isotope radioactif cosmogénique naturel qui a une période de 53,3 jours et qui est produit par spallation. En effet, la spallation est l'ensemble des réactions induites par un nucléon (proton ou neutron) qui a une grande énergie cinétique sur un noyau. C'est effectivement ce qui a lieu lorsque les particules de haute énergie du rayonnement cosmique galactique (principalement des protons) interagissent avec les constituants de l'atmosphère terrestre (azote, oxygène et argon). Etant donnée sa courte période, la mesure directe du  $^7\text{Be}$ , par spectrométrie gamma, ne s'applique qu'aux échantillons récemment collectés (moins de trois mois) (Larsen et Cutshall, 1981, cité dans Sogon, 1999).

Cette propriété physique ainsi que ses caractéristiques intrinsèques font que cet isotope est utilisé efficacement pour quantifier l'érosion (Wallbrink, Muray, 1993 ; Bonniwell *et al.*, 1999 ; Allison-Mead et Lee Michael, 2001 ; Whinting *et al.*, 2001 ; Matissoff *et al.*, 2002 ; Stubblefield *et al.*, 2005 ; Yang *et al.*, 2006) et pourrait l'être pour quantifier l'accumulation dans les lits majeurs après une crue. Il ne semble pas que ce marqueur temporel continu ait déjà été utilisé dans ce but, en France et ailleurs. Les inondations de 2002 ont été opportunes afin d'éprouver cette méthode.

Le  $^7\text{Be}$  atteint la surface du sol par entraînement gravitaire des aérosols auxquels il se lie (retombées sèches) et/ou par lessivage des pluies (retombées humides). D'après Sogon (1999), les retombées sèches ne constituent qu'une part peu importante des retombées globales et ce sont donc les précipitations qui sont le processus majeur de transfert du  $^7\text{Be}$  de l'atmosphère à la surface terrestre. Il atteint donc cette dernière comme un constituant de l'eau de pluie puis il se fixe aux particules par adsorption cationique simple.

La production de  $^7\text{Be}$  n'est pas constante, elle varie selon divers facteurs : l'altitude (la production est plus importante dans la stratosphère que dans la troposphère), la latitude (le champ magnétique terrestre dévie la trajectoire des rayons cosmiques donc la production est plus importante aux hautes latitudes et maximale aux pôles) et le temps (puisque la production de  $^7\text{Be}$  dépend de l'activité solaire qui a un cycle de 11 ans). Malgré ces considérations qui peuvent induire une teneur inégale, les caractéristiques du  $^7\text{Be}$  en font le cosmonucléide le plus approprié pour notre étude puisque ce n'est pas sa teneur qui nous intéresse mais sa présence ou son absence. En effet, les échantillons ont été prélevés de la surface vers la profondeur ainsi, tant que ces dépôts présentent du  $^7\text{Be}$ , ils sont dus à l'inondation de 2002 et dès que l'absence de  $^7\text{Be}$  est observée, les dépôts sont considérés comme étant antérieurs à cette inondation. Bonté *et al.* (2000) précisent que la mesure de l'activité du  $^7\text{Be}$  est synchrone surtout en période d'étiage avec les événements météorologiques (apports par les pluies) et que les apports par les pluies provoquent des augmentations très marquées de la teneur en  $^7\text{Be}$ .

## 3.2. L' O.S.L. (Luminescence Stimulée Optiquement)

L'O.S.L. est une variante de la thermoluminescence (Guibert *et al.*, 2001 ; Mercier *et al.*, 2001). Dans un premier temps, des échantillons ont été prélevés afin d'effectuer des datations par thermoluminescence. Mais G. Duller (Institute of Geography and Earth Sciences, University of Wales) nous a indiqué que les échantillons étaient trop fins et qu'ils présentaient un nombre insuffisant de grains de quartz. En effet, il faut généralement 25 à

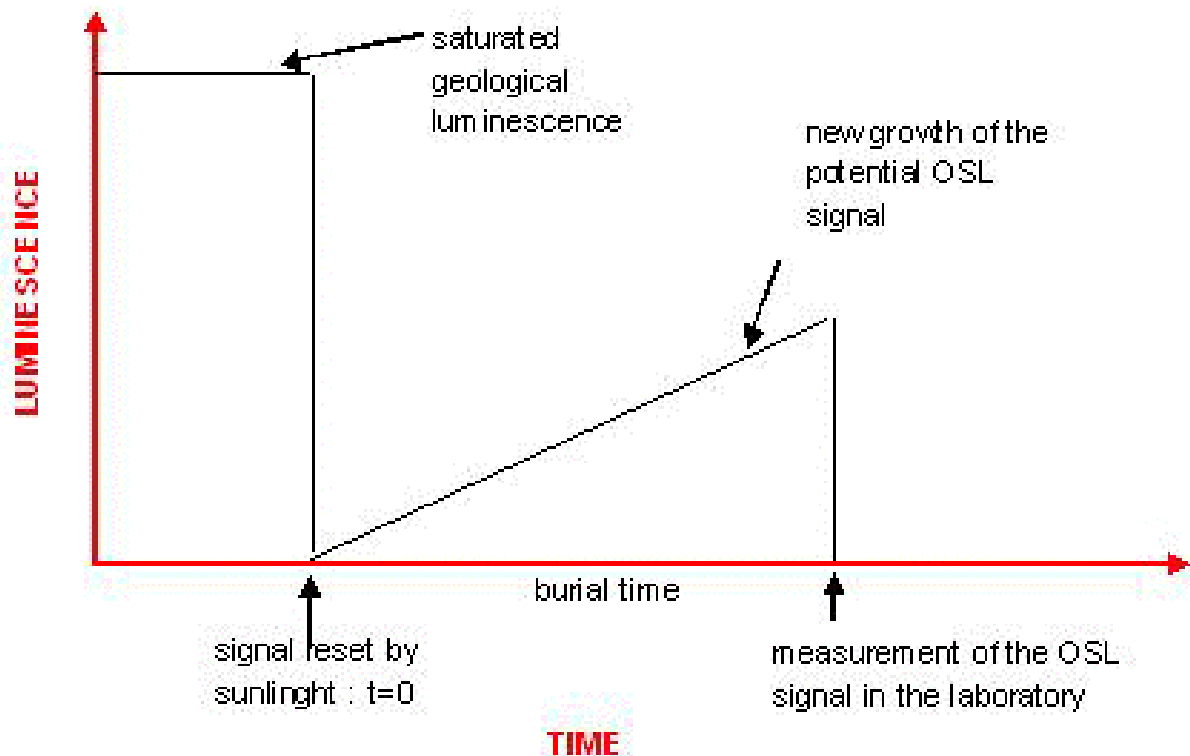


50% de sables dont la taille est comprise entre 100 et 300  $\mu\text{m}$ . Nous avons donc décidé d'orienter les recherches vers l'O.S.L.. La base est la même mais au lieu de chauffer l'échantillon jusqu'à 500 °C, il subit une excitation optique à l'aide de longueurs d'onde sélectionnées. Le détail du protocole a été rédigé grâce aux indications de F. Williams (School of Chemistry and Physics, University of Adelaide) qui a réalisé les analyses (Williams, 2006).

### 3.2.1. La datation de la luminescence

L'OSL est la luminescence (lumière) émise par un cristal lorsqu'il est soumis à une excitation lumineuse, et due à la libération d'une énergie accumulée dans le réseau cristallin sous l'effet des radiations ionisantes de la radioactivité naturelle. Lorsqu'un sédiment est exposé à la lumière naturelle avant de se déposer, l'énergie lumineuse acquise lors des temps géologiques est effacée. Le « chronomètre luminescent » est remis à zéro. L'énergie lumineuse s'accumule ensuite, en réponse aux radiations ionisantes reçues durant la période d'enfouissement du sédiment. Le niveau d'énergie lumineuse observé dans les échantillons anciens est donc dépendant de la dose d'irradiation absorbée, et peut ainsi être reliée au temps écoulé depuis le dernier éclairage, une fois que la dose reçue annuellement (durant l'enfouissement) a été calculée (figure 36).

Donc la datation de la luminescence mesure le temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière ou depuis la dernière chauffe du matériel. Pour la plupart des matériaux sédimentaires, cela signifie mesurer le temps depuis lequel le matériel a été enfoui ou caché des effets du soleil. Dès lors, le matériel accumule l'énergie lumineuse des émissions radioactives de son environnement. La mesure de la quantité d'énergie accumulée permet de connaître le temps pendant lequel il a été enfoui. Dans le meilleur des cas, avant l'enfouissement, le matériel aura été suffisamment exposé à la lumière pour que les grains perdent toute l'énergie lumineuse qu'ils avaient accumulée lors de leur histoire géologique précédente. Ceci s'appelle le blanchiment. En pratique, le matériel est rarement entièrement blanchi. Certains grains peuvent être totalement blanchis, d'autres partiellement et d'autres pas du tout ; ceci dépend de l'environnement et des processus de dépôt. Comme cela sera expliqué ensuite, les mesures sur un grand nombre de sous-échantillons (aliquotes) permettent de détecter le blanchiment partiel, et les méthodes statistiques peuvent être utilisées pour déterminer la date la plus probable de l'enfouissement du matériel.



**Figure 36 :** Schéma représentant l'évolution de la luminescence potentielle avec le temps.  
Source : [www.anthro.unige.ch](http://www.anthro.unige.ch)

### 3.2.2. Préparation des échantillons

Les grains de quartz sont extraits des échantillons en utilisant la procédure standard suivante. Les carbonates sont détruits avec une solution d'acide chlorhydrique à 20%. Puis un traitement à l'hydroxyde de sodium doit être effectué pour détruire les agrégats d'argile ainsi que la matière organique. Ensuite, la fraction de 125 à 180  $\mu\text{m}$  est isolée par tamisage et passée au fluorure d'hydrogène à 40% pendant 40 minutes afin de détruire les feldspaths, tout ce qui n'est pas de nature quartzreuse et enlever une pellicule de 9  $\mu\text{m}$  sur les grains. Ceci élimine la contribution des particules alpha à l'irradiation des grains. Le matériel est ensuite re-tamisé avec les mêmes tamis pour éliminer les feldspaths restants. Puis l'échantillon est lavé à l'acide chlorhydrique chaud pour éliminer les fluorures et il est plongé dans 2,67 gm/cc de polytungstate de sodium pour éliminer les minéraux lourds. Pour finir, le matériel magnétique est éliminé en passant l'échantillon dans un séparateur magnétique de type Charles W. Cook.

### 3.2.3. Procédures analytiques

La datation de la luminescence implique les mesures suivantes: (1) la quantité d'énergie lumineuse acquise par le matériel pendant son enfouissement (2) la quantité de radiation reçue artificiellement qui produirait cette quantité d'énergie lumineuse (la dose équivalente), et (3) le débit de dose, c'est à dire l'énergie de radiation que le matériel gagne par unité de temps. Ces émissions sont produites par les isotopes radioactifs de l'uranium, du

thorium et du potassium, et il y a aussi une contribution significative des radiations cosmiques pour le matériel qui n'est pas enfoui profondément. L'âge du matériel est alors obtenu par l'équation suivante:

$$\text{Age (Ka)} = \text{dose équivalente (Gy)} / \text{débit de dose (Gy/ka)}$$

### 3.2.4. Détermination du débit de dose

#### 3.2.4.1. Mesure de l'uranium, du thorium et du potassium

L'uranium et le thorium contenus sont déterminés par « thick source alpha counting » (TSAC) et le potassium par une spectrométrie aux rayons X (XRS). Les échantillons sont également envoyés à l'Australian Nuclear Science and Technology Organisation (ANSTO) pour la mesure par analyse à retardement de neutron (DNA) de l'uranium contenu et pour la mesure par analyse de l'activation des neutrons (NAA) pour le thorium. Ceci est fait dans le but de fournir un contrôle sur les mesures, et permet de détecter n'importe quel déséquilibre radioactif.

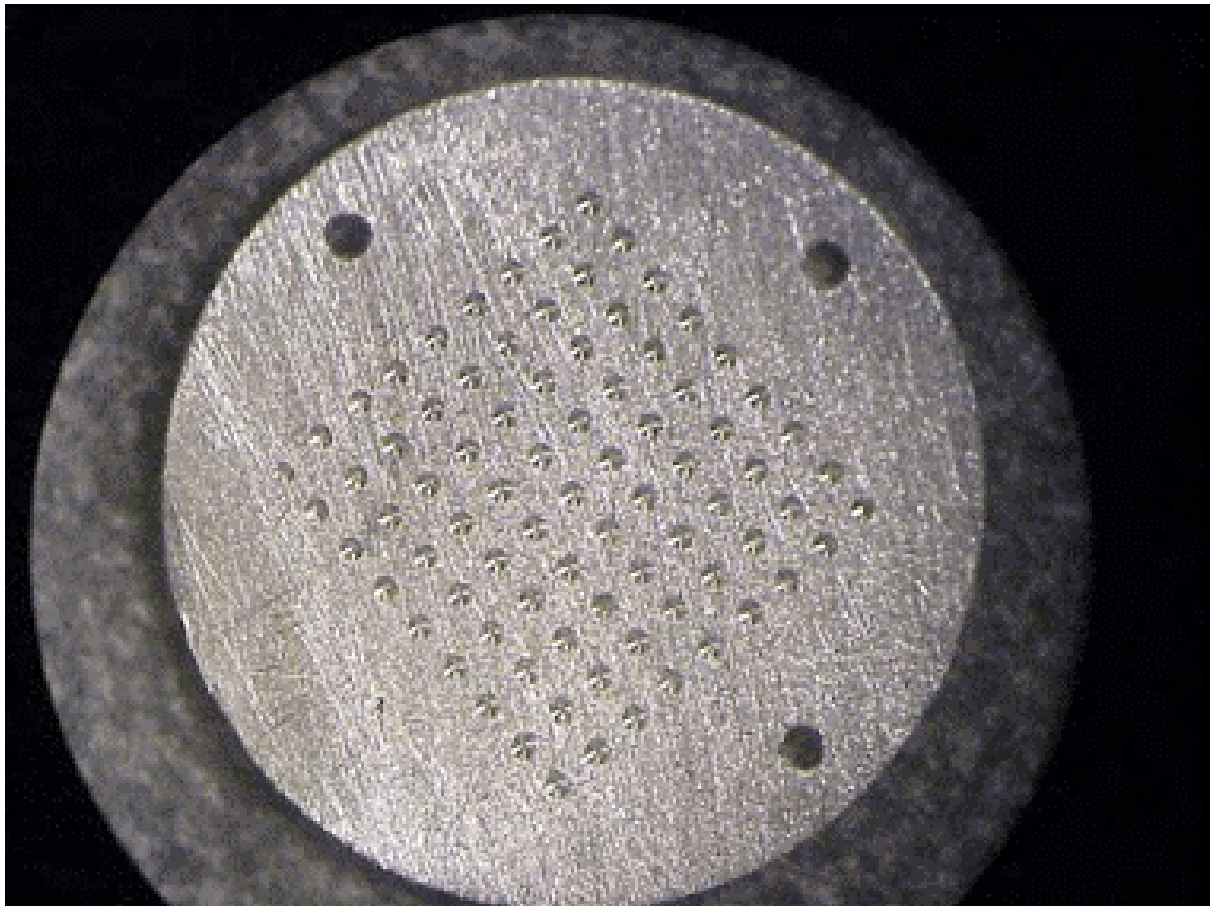
#### 3.2.4.2. Mesure de la contribution du rayonnement cosmique

La contribution du rayonnement cosmique est obtenue en utilisant la corrélation qui existe entre la pénétration du rayonnement cosmique et la profondeur, définie par Prescott and Hutton (1994). Ainsi, l'énergie lumineuse acquise par rayonnement cosmique peut être précisée.

### 3.2.5. Mesures de la luminescence

#### 3.2.5.1. Préparation des aliquotes

Pour mesurer la luminescence des sous-échantillons de quartz, ces derniers sont montés sur un disque d'acier d'un centimètre de diamètre avec du silicone adhésif (photo 5). Ces sous-échantillons sont appelés aliquotes.



**Photo 5 :** *Disque pour la détermination de la dose équivalente par la technique du grain unique.*

Source : [www.anthro.unige.ch](http://www.anthro.unige.ch)

### 3.2.5.2. Protocole de mesure

L'objectif des mesures de luminescence est de déterminer la dose équivalente (ED). C'est la dose de radiations appliquée artificiellement qui est égale à la quantité d'énergie totale accumulée par le matériel pendant sa période d'enfouissement. Dans le protocole généralement utilisé de régénération des aliquotes simples (SAR) ou protocole régénératif d'aliquote unique (Murray and Wintle, 2000), la dose équivalente est déterminée de la façon suivante. La luminescence de l'échantillon naturel est mesurée en l'exposant à un faisceau de lumière verte en laboratoire. Ce dernier est maintenu jusqu'à ce que la luminescence ait diminué à une valeur de fond constante. Cette procédure s'appelle « a shine-down ». Une quantité connue de radiation et de luminescence est alors donnée et la procédure « shine-down » est répétée. Avant chaque mesure de luminescence, l'échantillon est préchauffé (jusqu'à 240°C pendant 10 secondes) pour détruire la luminescence instable. Le cycle de radiation « shine-down » – préchauffage – est répété plusieurs fois en utilisant différentes doses de radiation. Le rendement de luminescence de la dose appliquée produit une courbe de régénération contre laquelle la luminescence naturelle peut être « assortie ». En pratique, la mesure est compliquée par le fait que la sensibilité du matériel (sa réponse à une dose particulière) s'altère généralement pendant les cycles d'irradiation, de préchauffage et « shine-down ». Ce problème est résolu en appliquant une dose test constante après chaque cycle de mesure pour minorer et corriger le changement de sensibilité.

Les séquences SAR utilisées dans cette étude ont nécessité quatre points de régénération et une régénération répétée de la dose première pour tester l'uniformité de la réutilisation.

Avec cette modification, le matériel est soumis aux doses suivantes de rayonnement de valeur constante, approximativement égales à la dose équivalente prévue. Ceci permet de surveiller le changement de sensibilité. Les valeurs de luminescence pour chaque cycle d'irradiation sont extrapolées de nouveau pour obtenir la luminescence au cycle 0. Ceci est alors comparé avec les mesures de luminescence naturelle pour obtenir la dose équivalente.

### 3.2.5.3. L'équipement utilisé

Les mesures de luminescence ont été faites en utilisant le lecteur de TL/OSL RisØ de School of Chemistry and Physics, de l'université d'Adelaïde. Les Radiations ont été appliquées avec une source  $Ri\beta 40$  incorporée dans l'appareil, (Force courante :  $0.868 \pm 0.01$  Gy/min), la luminescence a été fournie par une lampe verte de longueur d'onde comprise entre 500 et 550 nm et détectée par un « photomultiplier » 9635QA et un filtre U340.

### 3.2.6. Les limites de cette méthode

Les objets ne doivent pas avoir subi une quelconque irradiation artificielle avant l'analyse. Ceci explique la méthode de prélèvement particulière que nous avons utilisée (cf. : 1.2.).

La présence de feldspaths peut provoquer des erreurs dans la détermination de l'âge. Après chaque série de mesures, les aliquotes ont été ré-irradiés et soumis à la lumière infra-rouge. Les feldspaths répondent à la lumière infra-rouge, alors qu'en général, les quartz n'y répondent pas. De cette façon, la présence de feldspaths a été mise en évidence.

L'eau contenue doit être mesurée car une augmentation de 1% de la teneur en eau provoque une augmentation d'approximativement 1% dans la mesure d'âge. Le matériel brut (avant tout traitement) est donc pesé puis séché pendant une nuit à 180°C. Une fois sec, il est repesé et la part d'eau peut ainsi être déduite.

## 3.3. Les méthodes archéologiques

Différents vestiges archéologiques ont pu servir de repères chronologiques fiables. Ici, il s'agit de la méthode de datation archéologique « classique » couramment utilisée en archéologie et en géoarchéologie. En respectant les principes de la stratigraphie, un vestige archéologique est donc plus ancien que le dépôt qui le surmonte. Un *terminus ante quem* est alors obtenu pour le dépôt surmontant la structure. Cependant, il peut exister un fort décalage entre la date d'achèvement de la construction et le dépôt postérieur (Ballais, 1991c ; Ballais, 1992 ; Delorme, 2003 ; Delorme, 2004). Plusieurs hypothèses peuvent être avancées comme

une certaine stabilité hydrologique (absence d'événements ou absences d'événements dont l'extension aurait permis d'atteindre l'ouvrage) ou la migration du chenal.

En appliquant les principes de la méthode classique à des objets qui eux ne le sont pas et qui sont en général négligés, la sédimentation du XX<sup>ème</sup> peut être mise en évidence (Ballais *et al.*, 2005). En effet, lors des inondations, les cours d'eau transportent une grande quantité et une grande variété de matériaux et d'objets (photo 6) qui se déposent lorsque la compétence n'est plus suffisante pour assurer leur transport. Selon la taille de ces derniers, ils peuvent ou non être recouverts par les crues suivantes et ainsi être retrouvés lors de la prospection des coupes. La variété des éléments transportés s'étend de la caravane ou du véhicule (Ouvèze et Groseau, 22 septembre 1992 : photo 7) aux tuiles, briques, céramiques (objets archéologiques habituels) mais aussi aux bouteilles, boîtes de conserve (photo 8), raquette de tennis, pots de yaourt, sachets de thé. Pour les matériaux, il a été observé notamment du béton, du ciment, du goudron (photo 9) et du plastique. Il suffit alors de trouver la période de vie de l'objet afin de déterminer l'âge du dépôt. Depuis peu, les dates de péremption figurent sur les contenants de denrées alimentaires. Dans les autres cas, l'âge maximal du dépôts est donné par la date de l'invention de l'objet ou du matériau.



**Photo 6 :** *Déchets qui pourront être transportés et piégés dans les sédiments lors des crues. Oued Koutine (Tunisie méridionale).*

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 16 mars 2005.





**Photo 7 :**      *Véhicule transporté et déposé par le Groseau lors de la crue du 22 septembre 1992 (Vaucluse).*

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais en novembre 1992.



**Photo 8 :**      *Boîte de conserve piégée dans les dépôts de la crue de 1969 de l'Oued Chaâl-Tarfaoui (Tunisie centrale).*

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais le 16 mars 2005.





**Photo 9 :** Goudron piégé dans les dépôts de la crue de 1969 de l'Oued Chaâl-Tarfaoui (Tunisie centrale).

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais le 16 mars 2005.

Par exemple, en Tunisie centrale, sur l'Oued Chaâl-Tarfaoui (Fehri, 2003), au-dessus des alluvions de la très basse nappe alluviale historique, s'individualisent un à plusieurs décimètres de dépôts sableux clairs, bien lités, contenant des fragments de goudron de route (ce matériau qui permet d'étanchéifier les routes a été développé à partir du milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle, photo 9), des sachets de thé (conditionnement inventé en 1908) et des boîtes de concentré de tomate (les premières boîtes de conserve avec clé apparaissent aux Etats-Unis en 1866, photo 8). La seule grande crue connue de l'Oued Chaâl-Tarfaoui au XX<sup>ème</sup> siècle étant celle de 1969, c'est donc à elle que ces dépôts ont été attribués.

Les indications chronologiques apportées par les datations archéologiques « classiques » et par l'archéologie des matériaux du XX<sup>ème</sup> siècle sont donc à mettre en relation ou à confronter à la chronologie des événements (en général, facilement obtenue par une recherche d'archives, pour le XX<sup>ème</sup> siècle). Elles permettent une datation des dépôts qui peut être très précise (Ballais *et al.*, 2005).



## 4. La modélisation du débit morphologique et le calcul de la pluie brute qui pourrait générer ce débit

Cette méthode a été élaborée par S. Chave au cours de sa thèse. Il a étendu ses calculs à la terrasse holocène de Rieux-Minervois située sur son terrain d'étude et qui a été découverte lors de ses travaux. Ce chapitre se base donc sur son travail (Chave, 2003). Le but originel de ce dernier était de déterminer le débit qui remplissait la plaine alluviale fonctionnelle de l'Orbieu et de l'Argent-Double. Une fois ce débit obtenu, il a effectué le même protocole en intégrant la terrasse holocène en amont de Rieux-Minervois. Cette méthode n'a cependant pas pu être appliquée à la terrasse rocheuse colluvionnée qui se situe en aval de Peyriac-Minervois. Cette terrasse pourtant située sur le terrain de thèse de S. Chave, se trouve être à l'amont des tronçons qu'il avait sélectionnés pour ses recherches. Le manque de temps, de données (dont le coût de collecte reste élevé) et de compétence en hydraulique et en hydrologie, ne nous ont pas permis de l'étudier. Pour les autres cours d'eau la mise en place de cette méthode n'était pas nécessaire puisque soit il n'y avait pas de doute concernant le caractère inondable de la surface soit celui-ci a pu être levé grâce à d'autres éléments.

### 4.1. La modélisation

La méthodologie que Chave propose (Chave, 2003 ; Chave et Ballais, 2006) consiste à relier une composante qualitative (la géomorphologie) et une composante quantitative (les calculs hydrauliques et hydrologiques) séparées par ce qu'il appelle une interface de quantification (le modèle morpho-topographique). Cette méthodologie comporte trois étapes qui succèdent à une pré-étape de recueil de données générales caractérisant le cours d'eau et son fonctionnement (géologie, historique des crues, informations hydrologiques et hydrauliques, éléments recueillis sur le terrain par enquête orale...).

#### 4.1.1. L'étude géomorphologique

La première étape, base de cette méthode, est la carte hydrogéomorphologique. L'échelle la mieux adaptée est le 1/10 000, ce qui permet d'obtenir un niveau de détail conforme aux exigences de la modélisation hydraulique. Cette cartographie permet de déterminer les zones inondables ainsi que l'hydrodynamique s'exerçant au cours de la propagation de la crue.

A partir de cette carte, des tronçons homogènes (tronçons dont les paramètres géométriques sont stables) sont déterminés. Ceci conditionne le nombre de profils en travers à acquérir. Il est préconisé d'en positionner un à chaque extrémité et ensuite si cela est nécessaire de placer des profils intermédiaires. Sur l'Argent-Double, il en a été positionné 1 à 2 par kilomètre de cours d'eau.

Cette carte permet également de caractériser les contacts entre la plaine alluviale fonctionnelle et les terrains encaissants. Ceci permet de savoir où arrêter le remplissage de la plaine alluviale au niveau des pieds de talus externes des lits majeurs les plus hauts pour un remplissage minimal et au niveau des sommets de ces mêmes talus pour un remplissage maximal.

L'organisation de la plaine alluviale retranscrite sur cette carte permet de placer des profils en travers supplémentaires là où les calages sont les plus rigoureux (les terrasses ont en général un contact net ce qui permet un bon calage ; elles sont aussi un bon indicateur d'altitude des zones à inonder) car là où il existe des versants de raccordement en pente douce, le calage est moins précis.

Cette première étape donnera lieu par la suite au modèle morpho-topographique.

#### 4.1.2. L'interface de quantification : l'élaboration du modèle morpho-topographique

Cette étape permet de traduire les orientations géomorphologiques définies au cours de la première étape, sous la forme d'un modèle les représentant en planimétrie (X,Y) et en altimétrie (Z). Ceci est appelé par l'auteur le modèle morpho-topographique (Chave, 2003). Ce géoréférencement est également nécessaire pour toute poursuite de recherches en amont ou en aval du bief étudié (sous un logiciel comme Mapinfo). Pour le mettre en place, deux outils topométriques sont utilisés : le GPS et la photo-restitution numérique.

Ce modèle permet d'extraire deux séries de données indispensables pour la suite de la démarche. La première est l'acquisition des profils en travers qui sont nécessaires à la construction du modèle hydraulique. La seconde est l'acquisition des profils en long des pieds et des sommets des talus externes des lits majeurs. Ces deux étapes sont indispensables et doivent être élaborées de manière rigoureuse puisque le résultat permettra d'établir la base du modèle tridimensionnel dans lequel un débit sera ensuite propagé. Ceci montre l'évolution longitudinale de la plaine alluviale.

#### 4.1.3. La quantification : l'élaboration du modèle hydraulique

Elle est représentée par la seule élaboration du modèle hydraulique. Cette troisième étape consiste à établir un modèle hydraulique dont l'objectif est de définir une ligne d'eau en fonction des conditions initiales et des conditions aux limites qui lui sont imposées, ainsi que les paramètres de l'aléa (hauteurs de submersion et vitesses d'écoulement). La condition aux limites aval est la hauteur à partir de laquelle démarrent les calculs (elle ne doit pas être dépassée). La condition aux limites amont est représentée par le débit à propager. Il s'agit alors d'utiliser un logiciel (HEC-RAS ; USACE, 2001) qui permet de modéliser des écoulements monodimensionnels, en régime permanent graduellement varié.

Le modèle aboutit alors à l'obtention de trois résultats : la ligne d'eau, les hauteurs de submersion et les vitesses moyennes d'écoulement.

L'ultime étape dans l'étude de Chave, est le calcul de la pluie qui aurait pu générer le débit calculé.

## 4.2. Le calcul de la pluie brute

En général, on calcule le débit qui est lié à une quantité de précipitations. Ici, une fois le débit calculé, il était intéressant de définir quelle pluie pourrait le générer. Ces calculs seront effectués afin de comparer avec les résultats obtenus par Chave (qui trouve la pluie qui permettrait de générer une crue susceptible d'inonder l'intégralité de la plaine alluviale fonctionnelle). Nous pourrions également les comparer aux divers records de pluviométrie mesurés (plus fiables que les pluies estimées par calcul, même si les mesures sont parfois imprécises) afin de savoir si la pluie brute obtenue pour inonder le niveau intermédiaire de Rieux-Minervois s'est déjà produite ou pourrait se produire.

Pour effectuer ces calculs, il faut inverser la chaîne hydrologique. Il est nécessaire de partir de ce qui est connu (le débit) pour trouver la pluie brute qui le génère. En général, on transforme une pluie brute en pluie nette puis grâce à une fonction de transfert, on passe de la hauteur d'eau précipitée à un volume en fonction du temps. A travers différentes étapes, cette chaîne logique va être inversée.

### 4.2.1. Transformation du débit en pluie nette

Il s'agit d'un procédé très empirique. On passe ici d'un volume à une hauteur au moyen de l'équation 1. Toutefois, dans sa thèse, Chave n'explique pas comment il a déterminé le temps de concentration. Afin de retrouver ce paramètre, nous avons essayé différentes équations qui permettent de le calculer. Nous avons choisi de garder celle qui permettait d'obtenir les résultats les plus proches de ceux obtenus par Chave afin de pouvoir effectuer des comparaisons. Nous appliquerons donc la formule de Ventura. Le calcul du temps de concentration (équation 2) est important puisque la pluie efficace pour générer un débit est celle qui tombe durant le temps de concentration du bassin-versant.

(1) :

$$Q(t) = (Q_m \times T_c \times 3,6)/S$$

$Q(t)$  : hauteur de pluie nette.

$Q_m$  : débit morphologique.

$T_c$  : temps de concentration.

$S$  : surface du bassin-versant (en  $\text{km}^2$ ).

(2) :

$$T_c = 0,127 \times \sqrt{(S/P)} \times 60$$

$T_c$  : temps de concentration en minutes (à convertir en heures).

$S$  : superficie du bassin-versant en  $\text{km}^2$ .

$P$  : pente du bassin-versant en m/m.

Une fois cette opération effectuée, il faut inverser la fonction de production.

## 4.2.2. Inversion de la fonction de production

La principale difficulté réside dans le fait qu'il faut faire la part de la pluie qui ruisselle et de celle qui ne participe pas au ruissellement. Ce coefficient ne se détermine pas facilement car l'infiltration et l'évaporation sont difficiles à estimer. Pour ce problème, Chave propose deux solutions :

- la première réside en un choix arbitraire comme par exemple 70% ;
- la seconde, beaucoup moins subjective, se base sur les travaux de Gaume et Livet (2001). Chave a inversé la fonction de production établie par le Soil Conservation Service (S.C.S.). Suite aux travaux réalisés lors des inondations de 1999 dans l'Aude, les études comportent une estimation de ces coefficients, qui ont permis de supprimer le côté subjectif de l'estimation de la part de pluie ruisselée. C'est cette équation (équation 3) qui, inversée, donnera la pluie brute.

(3) :

$$Q(t) = (P(t) - 0,2S)^2 / (P(t) - 0,8S)$$

Q(t) : cumul d'eau écoulée ou de hauteur de pluie nette en mm.

P(t) : hauteur de pluie précipitée cumulée depuis le début de l'événement en mm.

S : rétention potentielle maximale.

Dans cette équation, la rétention potentielle maximale (S en mm) représente cette part de la pluie qui ne ruisselle pas et qui ne participe donc pas à la crue. La valeur de S est obtenue grâce au Curve Number (CN). D'après Gaume et Livet (2001), on obtient l'équation 4 :

(4) :

$$S = [ (1000/CN) - 10 ] \times 25,4$$

Connaissant CN, nous pouvons alors établir l'équation qui permet de passer de la pluie nette à la pluie brute. Il suffit de renverser l'équation 3 et de calculer Q(t) et S. Cette méthode a été validée (Chave, 2003) en comparant les résultats que l'auteur a obtenus pour la pluie qui génère le débit morphologique qui remplit la plaine alluviale fonctionnelle avec ceux estimés par Gaume (2000a et b) au cours de son étude sur le bassin-versant de la Clamoux (comparable à l'Argent-Double). Pour obtenir la pluie brute, Chave aboutit donc à l'équation 5.

(5) :

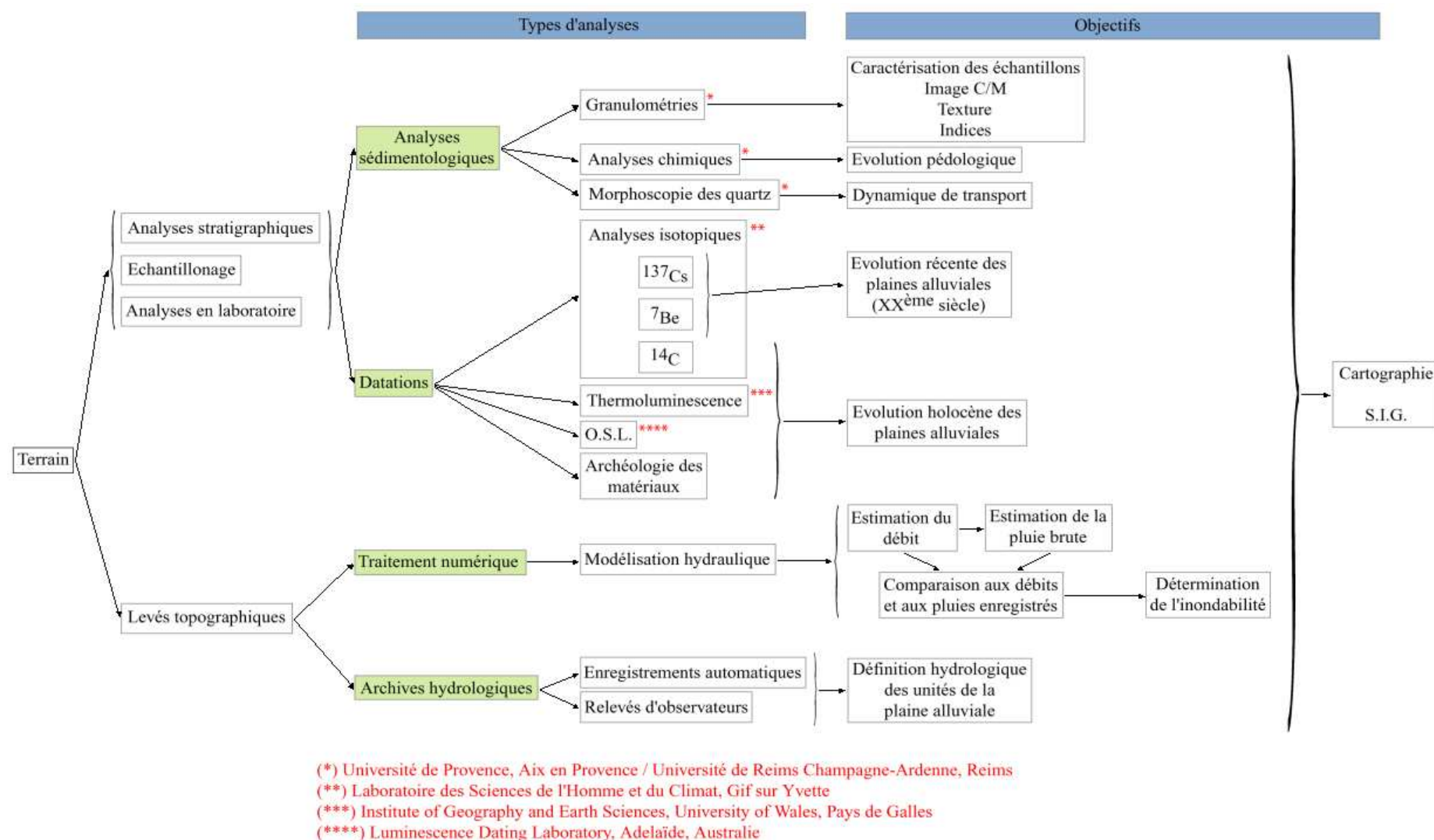
$$P(t) = \frac{1}{2} [ 0,4S + Q(t) + \sqrt{(Q(t)Q(t) + 4S)} ]$$

S : déterminé en fonction de l'équation 4.

P(t) : hauteur de pluie brute en mm.

Q(t) : déterminé en fonction de l'équation 3 en mm.

## 5. Représentation synthétique des méthodes utilisées



**Figure 37 : Méthodes d'acquisition et de traitement des données.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

---

## CHAPITRE 3 : LA MORPHOLOGIE DE LA PLAINE ALLUVIALE EST CONDITIONNEE PAR LES MECANISMES HYDROLOGIQUES



*Photo 10 : Crue de l'Ouvèze à Vaison-La-Romaine, le 22 septembre 1992.*

Source : [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr)



## 1. Le problème de l'identification des lits mineurs de différents styles fluviaux

Le lit mineur est en général l'élément le plus facile à repérer sur le terrain et donc à cartographier. Cependant, lorsque l'on s'attache à définir son style, on se heurte selon les milieux à certaines difficultés. En milieu méditerranéen, cela est d'autant plus difficile que le lit mineur est composé d'un ou plusieurs chenaux plus ou moins étroits compris entre ses berges. Le lit mineur peut être caractérisé par le débit de plein bord, au-delà duquel, selon les cas, le lit moyen ou le lit majeur ordinaire est inondé. L'eau n'est présente que dans les chenaux mais en période estivale, ils peuvent s'assécher. Cette faiblesse des débits est un mauvais témoin de l'hydrodynamisme qu'il peut y avoir au sein de cette unité. D'autres repères doivent donc être déterminés afin de témoigner de la capacité des cours d'eau en crue. Le style fluvial est un de ces éléments puisqu'il témoigne de la charge solide, de la pente, des aménagements... Il est un bon indicateur de la compétence du cours d'eau et donc de l'aléa sur le tronçon étudié (celui-là peut varier d'amont en aval).

Pour le définir, on peut se baser sur les classifications déjà établies (Leopold et Wolman, 1957 ; Lane, 1957 cités dans El Kadi, 2006 ; Schumm, 1963 ; Tricart, 1977b, Rosgen, 1994 cité dans El Kadi, 2006).

Leopold et Wolman (1957) basent leur distinction entre rivières en tresses et rivières à méandres sur l'établissement d'un critère fondé sur une combinaison particulière qui relie la pente longitudinale du fond au débit à plein bord. Ceci ne permet de distinguer clairement que deux types.

Schumm et Khan (Schumm et Khan, 1972 cité dans El Kadi, 2006 ; Schumm, 1977) mettent en évidence trois types de cours d'eau en se fondant sur trois paramètres (la sinuosité, la pente longitudinale du lit, et le débit solide transporté) : les rivières rectilignes, les rivières à méandres et les rivières en tresses (figure 38).

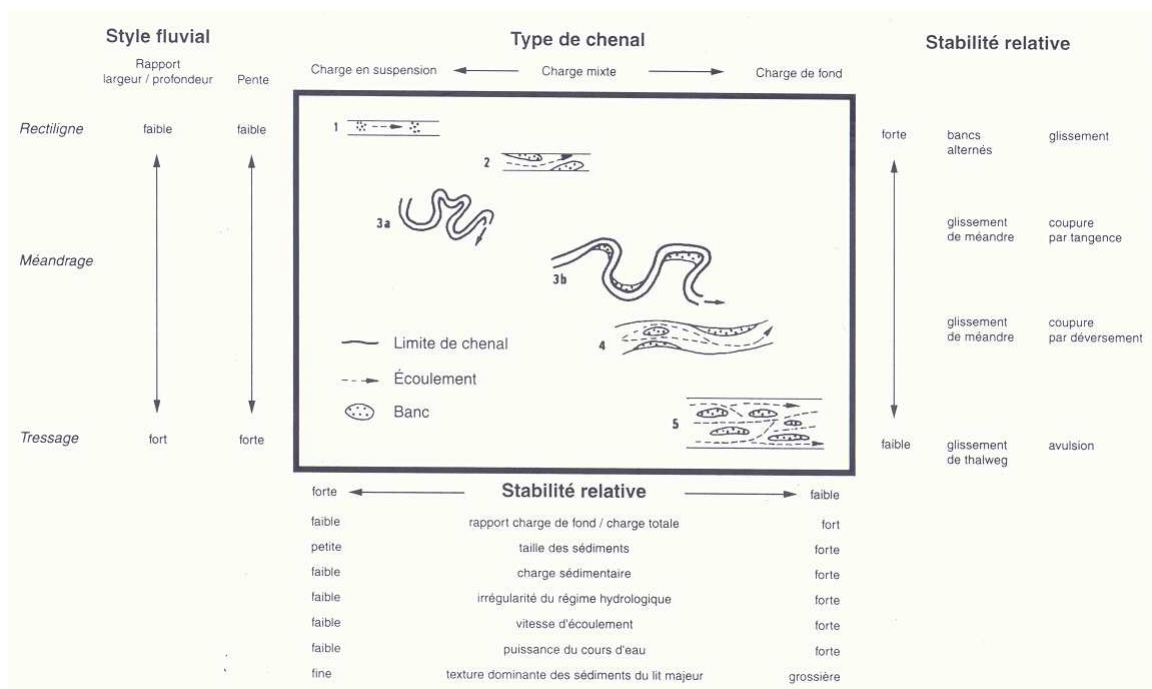


Figure 38 : Classification des styles fluviaux.  
Source : Bravard et Petit, 2000.



Une autre classification plus élaborée a été réalisée par Rosgen (1996 ; cité dans El Kadi, 2006). Elle s'appuie sur de nombreux paramètres qui lui permettent de définir huit styles fluviaux majeurs, composés chacun de plusieurs types de cours d'eau (au total 94 types de rivières ont été identifiés). Malgré sa grande exhaustivité, cette classification ne sera pas retenue car elle est complexe et omet tout de même un style fluvial (le cas des « anabranching rivers »).

La réalité du terrain est parfois plus complexe et ces modèles nécessitent des ajustements, c'est pourquoi, nous proposerons une typologie différente reprenant les bases de certaines proposées précédemment (distinguant : lits rectilignes, lits à méandres et lits en tresses) et simplifiée afin que celle-ci puisse facilement être mise en œuvre pour définir l'aléa.

## 1.1. La méthode de diagnostic proposée

La méthode de diagnostic qui permettra de mieux évaluer l'aléa repose dans un premier temps sur la distinction du type de cours d'eau, puis dans un second temps sur l'identification des styles fluviaux.

### 1.1.1. Rivières à sable et rivières à gravier

La différence entre les rivières à sable et celles qui sont à gravier (El Kadi, 2006) est une première distinction qui peut être établie de visu. Cette observation permet de dégager des caractéristiques (tableau 9) qui donnent des indications quant à l'hydrodynamisme et donc à l'aléa. Cette distinction s'explique essentiellement par les différences de substrat. Les différences observables dans la géométrie du lit ou dans sa morphogenèse n'en sont que des conséquences (Ramez et Paquier, 2004). Les rivières à sable sont caractéristiques des substrats à matériaux fins. Leurs sédiments sont constitués de grains dont le diamètre médian est inférieur à 2 millimètres avec une granulométrie pratiquement uniforme, alors que le diamètre des grains constituant le fond des rivières à gravier peut dépasser plusieurs décimètres et leur étendue granulométrique est toujours élevée (ceci est dû à la présence d'éléments grossiers dans le substrat). La pente du profil en long est plus faible pour les rivières sableuses que pour les rivières graveleuses. Le tracé en plan est davantage rectiligne pour les rivières graveleuses. Le transport dans les rivières sableuses se fait essentiellement en suspension alors que pour les rivières à gravier, il se fait davantage par charriage.

	Rivières à sable	Rivières à gravier
Granulométrie du substrat	peu étendue, $d_{50} < 2 \text{ mm}$	étendue, $d_{50} > 2 \text{ mm}$
Pente longitudinale du fond	plus faible	plus forte
Tracé en plan	tendance à méandrer	tendance à multiplier les bras
Formes du fond	dunes, anti-dunes, rides	couche de surface composée de grosses particules
Transport solide	significatif même en période de faibles débits d'eau, charriage négligé devant la suspension	significatif uniquement pour des débits d'eau importants
Equilibre du lit	dynamique	fonction de la couche de surface: dynamique si armurage, statique si pavage

**Tableau 9 : Caractéristiques des rivières sableuses et des rivières graveleuses.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après El Kadi, 2006.

Le substrat est donc un facteur important dans la morphologie du lit mineur. Il conditionne également en grande partie la charge solide.

Ainsi, un lit mineur graveleux témoigne d'un hydrodynamisme fort. En effet, même si au moment de l'observation, le débit est insuffisant pour mobiliser ce matériel grossier, sa présence témoigne que le cours d'eau a eu des crues telles qu'elles ont permis sa mise en place. Même si ces graviers peuvent être un héritage de conditions hydrodynamiques révolues, ils peuvent aussi être les témoins d'un hydrodynamisme puissant lors de crues actuelles.

Pour les lits mineurs sableux, les conclusions sont plus complexes à établir. En effet, de manière hâtive, la finesse des particules ne nécessite pas un hydrodynamisme fort pour leur mise en place. Cependant, une rivière ne transporte que ce que le substrat est susceptible de lui fournir. Ainsi, l'hydrodynamisme peut être fort mais si le substrat ne fournit aucun élément grossier, aucune trace n'en témoignera dans le lit mineur.

Certaines rivières présentent des substrats variés qui fournissent aussi bien des éléments grossiers que des éléments fins. Il peut donc y avoir une répartition de ces éléments avec des tronçons sableux et d'autres graveleux. C'est pourquoi, il faut d'abord avoir une réflexion à l'échelle du tronçon mais il est nécessaire de la compléter par une analyse à une échelle plus globale. De même, sur les cours d'eau au long cours, en général, la granulométrie décroît d'amont en aval. Ainsi, une rivière graveleuse à son amont peut, par usure des grains, devenir sableuse à l'aval. C'est pourquoi cette dichotomie en rivières à sables et rivières à graviers est insuffisante et, il est nécessaire de s'intéresser aux styles fluviaux, conditionnés par la nature du substrat mais également par d'autres facteurs qui permettent de mieux comprendre l'aléa.

## 1.1.2. Les styles fluviaux

A partir des auteurs précédemment cités (Leopold et Wolman, 1957 ; Lane, 1957 cités dans El Kadi, 2006 ; Schumm, 1963 ; Tricart, 1977b, Rosgen, 1994 cité dans El Kadi, 2006), trois styles fluviaux sont mis en évidence : le style rectiligne, le style méandrique et le tressage. Schumm (1968) complète ces styles avec l'anastomose. Enfin, Nanson et Knighton (1996) ajoutent les « anabranching rivers ». Cette expression a été traduite par Campy et Macaire (2003) en « rivières à chenaux multiples » mais cette traduction ne tient pas compte de la particularité de ce style. La description succincte et l'illustration par des exemples précis de ces styles permettront une identification plus rapide sur le terrain et l'expression de leurs caractéristiques permettra de mieux comprendre les dynamiques qui les animent. En effet, le transport des matériaux mis en évidence par les formes d'accumulation ou d'ablation témoigne des dynamiques qui sont susceptibles d'animer le lit mineur.

Les observations de terrain ont permis de mettre en évidence certains des éléments précédemment évoqués. Ce qui suit ne sera pas exhaustif puisque nous nous limiterons à ce que nous avons observé, notamment en milieu aride (Tunisie centrale et méridionale). En effet, dans ce type de milieu, la méthode n'ayant pas encore été éprouvée (Zaghdoud, en cours), l'analyse du lit mineur est la plus fiable car ses limites sont les plus incontestables, bien que Bravard et Petit (2000) pensent que « *les notions traditionnelles de lit mineur et de lit majeur ne sont pas adaptées aux vallées des milieux arides* ».

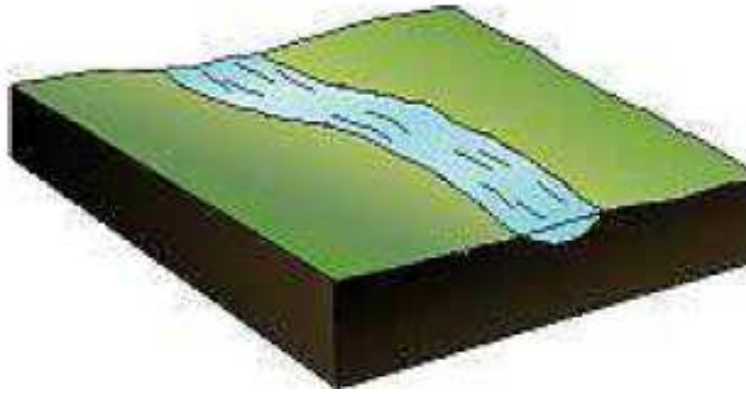
Ainsi, les lits mineurs seront distingués selon leur nature sableuse ou graveleuse puis selon le style fluvial auquel ils appartiennent. Nous verrons que cette démarche qui est logique et cohérente connaît des difficultés lorsqu'elle est confrontée à la réalité du terrain puisque les rivières présentent parfois des substrats variés et que le style fluvial n'est pas toujours unique d'amont en aval mais également au sein d'un même tronçon.

### 1.1.2.1. Les lits mineurs rectilignes

En conditions naturelles, ce type fluvial est plutôt rare. Cependant, deux sous-types seront distingués : les rivières qui ont un lit rectiligne droit et celles qui ont un lit rectiligne sinueux.

#### 1.1.2.1.1. Les lits mineurs rectilignes droits (figure 39)

Ils concernent les rivières assez profondes dont le fond est constitué de sable ou de graviers. Le lit mineur est un chenal unique rectiligne ou légèrement sinueux dont les berges sont relativement hautes (par rapport à la largeur du lit mineur). Il y a peu (voire pas) de bancs découverts et le transport en suspension prédomine sur le charriage. Ce style est rare sur les cours d'eau du midi méditerranéen.



**Figure 39 : Rivière à lit mineur rectiligne droit.**  
Source : El Kadi, 2006.

#### 1.1.2.1.2. Les lits mineurs rectilignes sinueux

Les lits mineurs rectilignes à tendance sinueuse se caractérisent par l'alternance de seuils et de mouilles. Les seuils sont constitués de matériel grossier et les mouilles de matériel fin qui y décante en fin de crue. Le chenal sinue entre les bancs en général couverts (ils n'apparaissent qu'en période d'étiage sévère). Si le débit est suffisant pour occuper toute la largeur du lit mineur, les sinuosités disparaissent et on ne voit qu'un lit mineur rectiligne droit. Certaines rivières naturelles présentent ce style ainsi que d'autres (comme l'Arc, affluent de l'Isère) qui étaient à l'origine des cours d'eau à tressage et qui ont été endigués. Ce style est la conséquence de variations de débits plus importantes que le précédent.

#### 1.1.2.2. Les lits mineurs méandriformes

Le lit mineur est constitué d'un chenal unique et de bancs. Il est très sinueux. L'aléa sera en partie fonction de l'indice de sinuosité. En effet, le chenal érode la rive concave et les bancs se forment en rive convexe. A force d'érosion en rive concave, les méandres migrent et il peut y avoir un recoupement. Dans ce cas, les vitesses les plus fortes sont au niveau du recoupement potentiel et non plus dans le chenal qui forme le lobe. Il est donc indispensable lors de cartographies de faire figurer les chenaux d'écoulement préférentiels. Un cours d'eau méandriforme a des berges érodables, l'écoulement est capable de transporter les sédiments produits, cet écoulement est turbulent et déforme les rives du chenal et, la pente de la vallée est supérieure à la pente d'équilibre ainsi, le chenal a tendance à s'allonger pour diminuer sa pente. Ainsi, lorsque le débit de plein bord est dépassé, la ligne d'eau reprend la pente générale de la vallée, rendant l'aléa plus fort.

En Tunisie méridionale, l'Oued Bou Hamed (figure 40) présente un lit mineur graveleux mais l'absence de chenaux et de bancs ne traduit pas une forme de tressage. En revanche, la sinuosité du lit que l'on observe en suivant les berges montre un style méandriforme. Cependant, les dynamiques qui ont lieu ici ne doivent pas être négligées comme le montre l'ablation de plus d'un mètre au niveau des fondations du pont de facture récente.



**Figure 40 :** *Lit mineur à galets méandriforme de l'Oued Bou Hamed (Tunisie méridionale).*

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Le style méandriforme s'observe aussi en substrat sableux (photo 11). Ceci peut préjuger de dynamiques moins fortes ou d'une impossibilité pour le substrat de fournir des matériaux grossiers.



**Photo 11 :** *Lit mineur sableux, méandriforme de l'Oued Leben (Tunisie méridionale).*

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 20 mars 2005.



### 1.1.2.3. Les lits mineurs en tresses

Le tressage se développe surtout sur les rivières qui ont de forts apports liquides et solides. Le lit mineur est alors constitué de plusieurs chenaux instables, séparés par de nombreux bancs. Chaque crue importante peut modifier l'organisation des bancs et des chenaux. La charge de fond est abondante, grossière et non cohésive. Elle peut être issue des berges qui sont très érodables. Les bancs, du fait de leur instabilité sont peu végétalisés. On y observe au mieux les stades pionniers, c'est-à-dire les strates herbacée à arbustive. Cependant, lorsqu'il existe des barrages sur ces rivières, ceux-ci écrètent les petites et moyennes crues ce qui permet parfois le développement de la strate arborée (Durance à Pertuis). La présence de cette végétation peut induire en erreur quant à la fréquence et à l'intensité des crues. Mais le tressage, par ses caractéristiques, est associé aux rivières à fort hydrodynamisme. Il existe de grandes variabilités de débits qui favorisent l'ablation des berges et créent des mouvements irréguliers de la charge solide. La pente marquée est également un paramètre essentiel du tressage.

La photo suivante (photo 12) illustre bien le cas des lits mineurs à galets en tresses. Il s'agit de la partie amont de l'oued Kheroua (Tunisie méridionale) qui présente un vaste lit mineur qui réunit toutes les conditions propices au développement des lits en tresses (Bravard et Petit, 2000). En effet, il présente une charge de fond abondante (l'absence de patine sur les galets témoigne de leur caractère actuel), les berges sont facilement érodables ce qui permet l'élargissement du lit. La variabilité des débits est évidente du fait des caractéristiques du milieu aride : les oueds ne coulent que lors de violentes averses. Enfin, le secteur présente des pentes prononcées ce qui est nécessaire au développement des lits en tresses. Lorsque ce type de lit est observé, cela témoigne d'un hydrodynamisme puissant et donc d'un aléa fort.



**Photo 12 :** *Lit mineur à galets, en tresses, à l'amont de l'Oued Kheroua (Tunisie méridionale).*

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 21 mars 2005.

#### 1.1.2.4. Les lits mineurs anastomosés

Les lits mineurs anastomosés ont des formes et des processus distincts des lits mineurs en tresses. Comme pour le tressage, le lit mineur est à chenaux multiples mais la stabilité de ses bancs le différencie de celui-ci. De même, ce style fluvial s'observe sur des cours d'eau à pentes plus faibles (il sera donc rare dans l'espace étudié). Les différents chenaux se recoupent et ne forment pas une arborescence mais plutôt un ensemble désordonné. Les différents chenaux sont très inégaux en longueur et en largeur. Ils sont en général profonds et peu mobiles. Ceci explique la stabilité des bancs qui deviennent des îles qui ont probablement été fondées sur des bancs de graviers et qui s'exhaussent par suite de dépôt de matériaux fins (Bravard et Petit, 2000). Les lits mineurs anastomosés et les lits mineurs en tresses se différencient par leur morphologie, par les matériaux transportés, par la stratigraphie des dépôts ainsi que par la vitesse d'évolution des formes (Bravard et Petit, 2000). Les dynamiques présentes ici seront donc moins importantes que celles observées sur les cours d'eau qui tressent.

Plus à l'aval que précédemment (photo 13), l'Oued Kheroua passe du tressage à l'anastomose. Ceci est dû à une diminution de la pente, à une augmentation de la part de la fraction sableuse et à une perte de compétence. Ceci traduit donc une diminution de l'aléa pour l'ensemble du lit mineur mais une accentuation dans les chenaux où l'énergie se concentre.



**Photo 13 :** *Lit mineur à galets, anastomosé de l'Oued Kheroua (Tunisie méridionale).*  
Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 21 mars 2005.

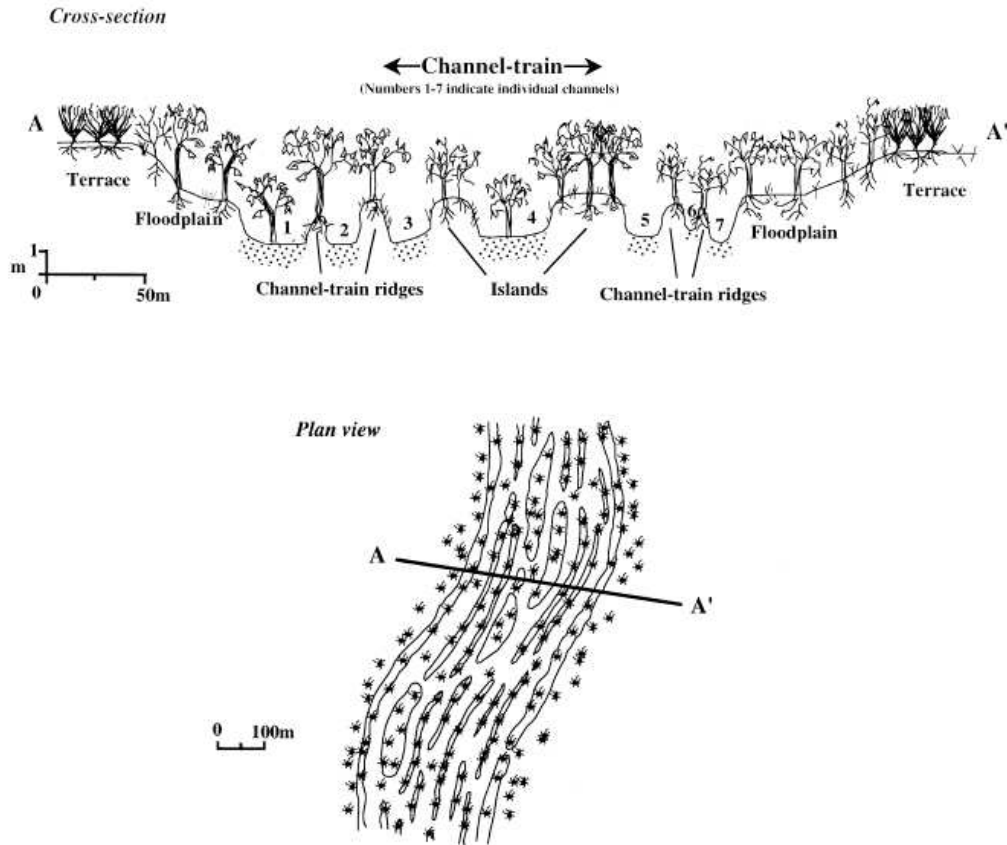
#### 1.1.2.5. Les lits mineurs des « anabranching rivers »

Campy et Macaire (2003) définissent les « anabranching rivers » d'une manière trop générale. De ce fait, pour ce style, ces auteurs proposent de distinguer 6 types. Dans ces 6 types qui sont définis par rapport au matériel et à la dynamique des chenaux, l'anastomose correspond au type 1. Il semblerait que les « anabranching rivers » décrites par Nanson (Nanson et Knighton, 1996 ; Tooth et Nanson, 1999 ) correspondent au type 4 : *« à sable dominant et îles boisées étroites et longues, séparant des chenaux stables, étroits et profonds dont le fond est limité par le substrat. Les îles ont été formées par la croissance d'arbres qui ont fixé les sables dans un chenal initialement plus large. Ultérieurement, l'énergie assez élevée de l'eau a permis l'évacuation de la charge solide sans éroder les berges fixées »* (Campy et Macaire, 2003).

En effet, selon Nanson et Knighton (1996), les « anabranching rivers » présentent une certaine diversité avec des formes latérales stables et d'autres instables. Elles ont des chenaux rectilignes, sinueux, méandriformes ou en tresses. La végétation a un rôle clef dans ces constructions alluviales. Des levées sableuses, étroites et stabilisées par la végétation riveraine ou parfois des îles dues à des processus d'accrétion séparent des chenaux qui peuvent être profonds ce qui permet un transport de la charge de fond plus efficace (figure 41). Celle-ci peut être constituée de sables grossiers voire de graviers. Bravard et Petit (2000) traduisent « anabranching rivers » par « cours d'eau à anabranches », ils n'abordent pas ces cours d'eau dans leur typologie mais l'évoquent lorsqu'ils traitent le problème des défluviations. Ce style de cours d'eau est très répandu en Australie centrale et bien que nous ne l'ayons pas observé sur la rive nord de la Méditerranée, il l'a été sur certains cours d'eau tunisiens.

En effet, l'Oued Batha (photo 14) présente un lit mineur sableux constitué de chenaux larges profonds, de tailles variables, plus ou moins parallèles et séparés par des îles végétalisées. A l'intérieur de ces chenaux larges, on observe parfois d'autres chenaux plus petits qui rappellent l'anastomose. Cette variabilité des échelles spatiales au niveau des chenaux a déjà été mise en évidence dans les milieux froids par Vandenberghe (2001). Ici, l'hydrodynamisme est fort dans les chenaux et leur présence permet une concentration du ruissellement qui engendre un changement de style plus à l'aval où les dynamiques sont plus fortes.





**Figure 41 :** Illustrations schématiques des caractéristiques typiques des “anabranching rivers”. Les chenaux du « channel-train » sont séparés à la fois par des levées étroites et des îles plus larges. La morphométrie des chenaux dépend de la quantité de levées et d’îles qui les séparent en basses eaux. Ces îles et levées sont inondables.

Source : Tooth et Nanson, 1999.



**Photo 14 :** Lit mineur sableux d’une « anabranching river » : l’Oued Batha (Tunisie méridionale).

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 19 mars 2005.

### 1.1.2.6. Des lits mineurs plus complexes...

Au sein d'un même tronçon de rivière, la compréhension des processus hydrodynamiques et donc l'estimation de l'aléa sont délicates car plusieurs styles fluviaux peuvent être observés. En Tunisie méridionale, des lits mineurs méandriformes qui présentent des chenaux en tresses, ainsi que des lits mineurs qui présentent à la fois du tressage et de l'anastomose ont été étudiés.

#### 1.1.2.6.1. ...entre tressage et méandriforme

L'Oued Tataouine dans sa partie amont (photo 15) présente un lit mineur très large et sinueux qui rappelle le style méandriforme. Mais à l'intérieur de ce large lit mineur, des chenaux et des bancs qui traduisent le tressage sont observés. La photographie est prise depuis la rive convexe et en direction de la rive concave (présence du talus érodé qui matérialise la limite externe du lit mineur). De la rive convexe à la rive concave, on observe un large lit en pente sur lequel circulent des chenaux. La granulométrie est d'autant plus grossière qu'on se rapproche de la rive concave. Ainsi, le style méandriforme pourrait traduire des dynamiques faibles mais ce n'est pas le cas ici car la présence du tressage introduit des dynamiques fortes. Vandenberghe (2001) a également observé plusieurs styles fluviaux, à l'échelle d'un même tronçon, en milieu froid. Il précise que le cours d'eau est capable de tresser uniquement lorsqu'il y a débâcle et le reste du temps, il n'est pas assez compétent, donc il méandre. Il est important de prendre en compte ces singularités lors de l'appréciation de l'aléa car il sera fort dans la partie en tresse et faible au sommet de la rive convexe.



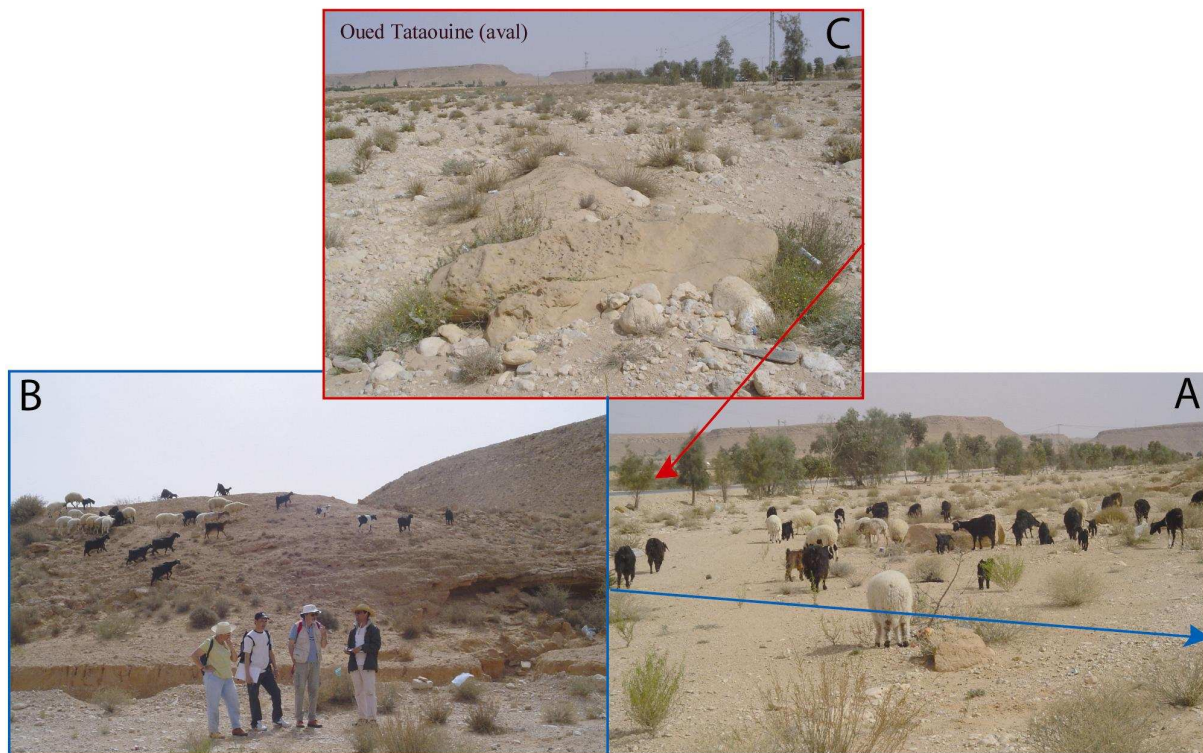
**Photo 15 :** *Lit mineur gravelo-sableux, tressé et méandriforme de l'Oued Tataouine dans sa partie amont (Tunisie méridionale).*

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 23 mars 2005.



1.1.2.6.2. ...entre tressage et anastomose

La détermination du style fluvial général pour la partie aval de l'Oued Tataouine est délicate (figure 42). En effet, il existe deux chenaux principaux très larges de part et d'autre d'une route située sur une forme qui rappelle celle d'une île vaste. Le premier chenal (A) est constitué de formations fines et est délimité par un talus (B). Le second chenal (C) présente une granulométrie très grossière avec des bancs qui se sont formés essentiellement à l'aval d'obstacles et des chenaux plus petits. Il existe donc ici un style général anastomosé avec une forme de tressage dans un des chenaux principaux. Pour la détermination de l'aléa, celui-ci sera fort dans le chenal où est observé le tressage et plus faible dans l'autre chenal.



**Figure 42 : L'Oued Tataouine (Tunisie méridionale) dans sa partie aval. A : premier chenal principal rectiligne à granulométrie fine. B : talus limitant le lit mineur. C : deuxième chenal principal qui présent un style en tresses.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 1.2. Conclusion

Identifier le lit mineur est assez aisé. Définir son style s'avère plus ardu mais nécessaire afin de comprendre les dynamiques qui l'animent et donc d'estimer l'aléa. Une méthode d'analyse a donc été proposée. Elle consiste dans un premier temps à définir si le cours d'eau est de type sableux ou graveleux. Dans un second temps, en se basant sur les classifications établies, le style fluvial doit être défini. Cependant, il est à noter que les classifications établies sont parfois incomplètes et ne préjugent pas des singularités qui peuvent être observées sur le terrain. Ceci a pu être illustré à travers l'exemple de l'Oued Tataouine.

En rive nord de la Méditerranée, ce travail semble peu utile puisque aucun enjeu n'est construit en lit mineur. D'un point de vue pratique, il est légitime de se demander quelle est l'utilité de définir l'aléa dans un secteur où il n'y a pas d'enjeu. Pour la rive nord de la Méditerranée, ces observations sont utiles à la définition de l'aléa qui peut toucher l'ensemble de la plaine alluviale. En revanche, pour la rive sud de la Méditerranée, le fond des oueds n'est pas nécessairement dépourvu d'aménagements comme le montre la photo 16 où le souk de Médenine est installé dans le lit mineur de l'Oued Médenine.



**Photo 16 :** *Lit mineur de l'Oued Médenine à Médenine (Tunisie méridionale).*  
Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent le 19 mars 2005.

## 2. Réalité hydrologique des différents niveaux des plaines alluviales et justification de la présence des talus

Les talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale ont été observés de manière généralisée sur les cours d'eau méditerranéens. En revanche, dès que l'on va vers le nord, ceux-ci s'atténuent voire disparaissent. Leur rôle dans l'établissement des cartographies hydrogéomorphologiques est primordial car ils permettent de fixer avec la plus grande exactitude les limites des différents lits et donc les limites des zones inondables, avec un aléa plus ou moins fort. La compréhension de leur présence ou de leur absence est donc indispensable pour justifier les bases de la méthode.

Dans un premier temps, nous pouvons rappeler qu'il est admis que lors des épisodes froids, les cours d'eau ont une tendance à l'aggradation alors que pendant les interstades, ces derniers ont tendance à inciser pour construire une nouvelle plaine alluviale, en contre-bas du niveau auquel ils se situaient lors de la période froide précédente. Nous avons ici, une première explication qui justifie la présence des talus séparant les différentes terrasses pléistocènes ainsi que celle du talus qui sépare la dernière terrasse pléistocène de la plaine alluviale holocène. En revanche, même s'il existe des variations climatiques au sein de l'Holocène, la présence et le maintien des talus qui séparent respectivement les lits majeurs exceptionnels des lits majeurs ordinaires et ceux qui séparent les lits majeurs ordinaires des lits moyens ne sont pas expliqués. Il est évident que les lits majeurs ordinaires ou exceptionnels ne se construisent qu'au cours d'événements rares à exceptionnels. Il a aussi été démontré que les lits majeurs des cours d'eau ont tendance à s'exhausser (Bonté *et al.*, 2001 ; Ballais *et al.*, 2004 ; Delorme, 2003 ; Delorme, 2004). Comment expliquer qu'en l'absence de variation climatique considérable, les talus séparant les lits majeurs ordinaires et les lits majeurs exceptionnels existent et se maintiennent ? De même, pour le lit moyen, élément de la plaine alluviale qu'on ne retrouve pas systématiquement, ni sur tous les cours d'eau, ni tout le long du continuum fluvial, comment justifier sa présence sur les cours d'eau méditerranéens et comment justifier son absence sur les autres cours d'eau ? Les lits moyens se distinguent des lits majeurs par leur granulométrie, leur morphométrie et leur répartition spatiale. Ces différences se justifient par l'hydrodynamisme qui affecte ces surfaces. La détermination du fonctionnement hydrodynamique du lit moyen est donc un élément clef, d'autant plus important à préciser, que sur cette portion de la plaine alluviale, l'aléa est défini comme fort ou très fort.

Un article de Trzpit (1980) permet d'émettre certaines hypothèses qui répondent aux interrogations précédentes. En effet, il démontre une saisonnalité des crues par l'analyse des conditions météorologiques. Le printemps et l'automne sont les deux saisons où peuvent survenir des crues inondantes puisqu'il peut y avoir de violentes averses. En automne, la mer est encore chaude. Elle assure ainsi le réchauffement de l'air ce qui lui permet d'emmagasiner une grande quantité d'humidité. Ces fortes charges hygrométriques combinées à la recrudescence des perturbations atmosphériques font que le mois d'octobre est en général le mois des crues. Au printemps, la charge hygrométrique est plus faible. Les précipitations n'atteignent pas les intensités de celles d'automne. On a donc ici une première idée pour la répartition saisonnière des crues. Les précipitations extrêmes d'automne sont rares mais très intenses et elles peuvent générer les crues les plus grandes. En revanche, les précipitations de

printemps sont moins intenses mais plus fréquentes. A partir de ces observations, Trzpit (1980) étudie les événements des 25-26 septembre 1956 et des 15-16 avril 1953 sur la Durance. Il distingue alors les crues d'automne et les crues de printemps. Il y a donc une correspondance entre l'eau précipitée et l'eau ruisselée. Cependant, aucune étude n'établit de correspondance entre la fréquence des crues et les surfaces inondées.

L'hypothèse suivante a donc été émise afin d'expliquer les différences entre les lits et le maintien des talus. Lorsqu'une crue d'automne survient, elle est rare mais très intense. Elle est donc susceptible de remplir l'intégralité ou une grande partie de la plaine alluviale. Cependant, la hauteur d'eau sera différente selon qu'on se situe en lit moyen, en lit majeur ordinaire ou en lit majeur exceptionnel. Elle sera d'autant plus faible que l'on s'éloignera du lit mineur. On retrouvera alors les dynamiques faibles dans les lits majeurs ce qui génèrera des dépôts de type décantation. En revanche, lors de ces crues, dans les lits moyens, les dynamiques seront les plus fortes et auront tendance dans un premier temps à provoquer de l'ablation. Dans un second temps, en fin de crue les particules les plus grossières se déposeront. Les crues de printemps sont plus fréquentes mais moins intenses, nous supposons que celles-ci sont contenues dans le lit moyen et ne débordent qu'exceptionnellement sur le lit majeur ordinaire. Le lit moyen subit donc des dynamiques faibles permettant sa construction par dépôts de particules plus fines. Ces différences de fonctionnement liées à la répartition saisonnière et interannuelle des crues pourraient expliquer la présence des talus et les particularités granulométriques de ces surfaces.

Afin de vérifier ces hypothèses et celles émises par Trzpit pour les crues de la Durance, deux exemples seront étudiés : ceux de l'Orbieu et de l'Ouvèze. Le choix de ces rivières a été conditionné essentiellement par la disponibilité des données. De plus, ces cours d'eau présentent sur le secteur étudié une plaine alluviale avec lit moyen et lit majeur ordinaire pour l'Ouvèze et lit moyen, lit majeur ordinaire et lit majeur exceptionnel pour l'Orbieu.

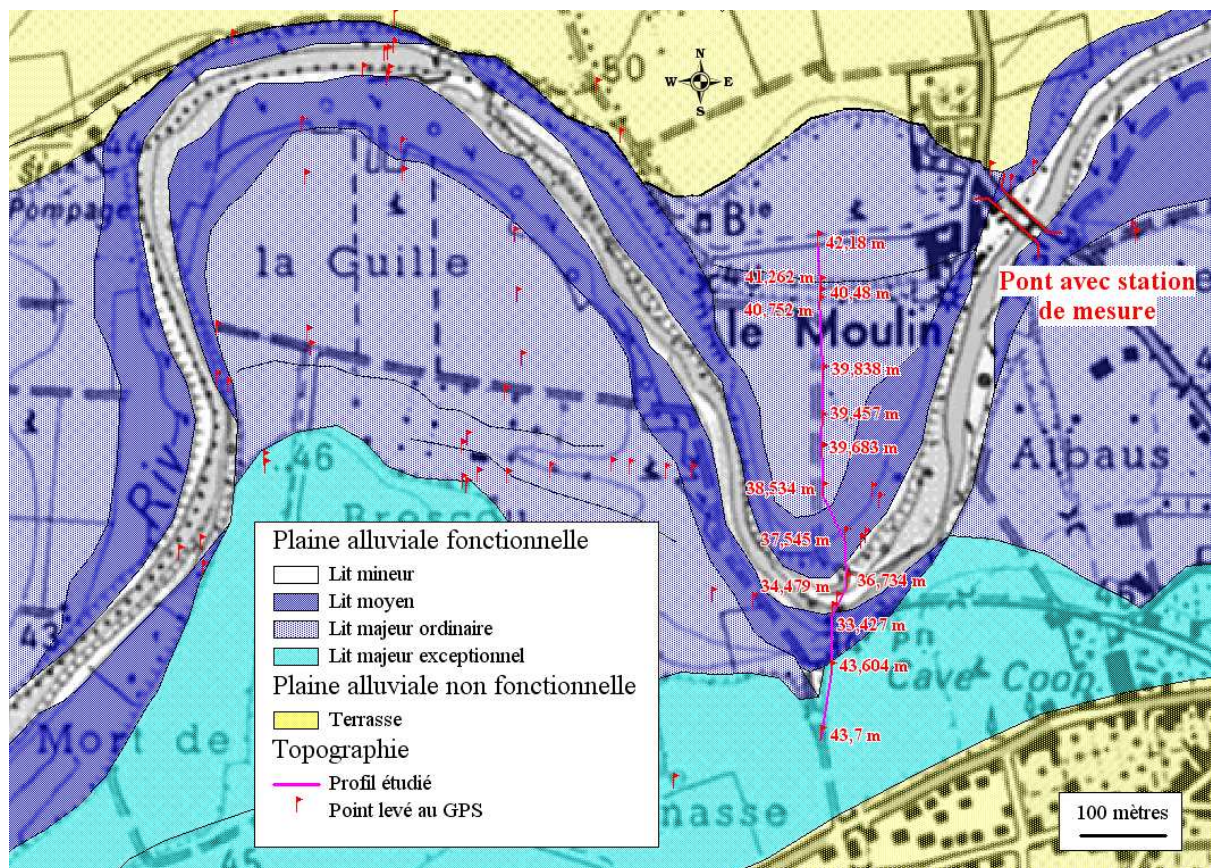
## 2.1. L'exemple de l'Orbieu

Pour ce cours d'eau (chapitre 1, 2.2.2.), nous disposons de levés de points GPS qui permettent une modélisation de la plaine alluviale. Ces points ont été levés dans le cadre de la mise en place de la méthode intégrée (Chave, 2003). Leur nombre est donc fonction de la morphologie de la plaine alluviale. A partir de cette modélisation, la hauteur moyenne pour laquelle les différents lits sont inondés sera calculée. Ensuite, ces valeurs sont confrontées à celles qui ont été enregistrées. Pour ce travail, il a été décidé de travailler le plus à l'aval possible pour limiter le rôle de la pente sur la ligne d'eau. Une série de données (DDE 11, 2006) comportant les hauteurs de pointe de crue, couvrant la période 1960-2005 a été obtenue pour la station de Luc-sur-Orbieu qui est effectivement la station la plus à l'aval (annexe 3.1). A cette station, la plaine alluviale est assez large, l'implantation et la forme du pont de Luc-sur-Orbieu (figure 43) ne constituent pas un réel obstacle aux écoulements. Il sera donc considéré que le pont n'influe pas sur les écoulements même si ce n'est pas le cas en réalité.



### 2.1.1. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale

Afin d'estimer les hauteurs de submersion nécessaires à l'inondation des différents lits (moyen, majeur ordinaire, majeur exceptionnel), nous avons utilisé un profil transversal et des points levés au GPS (Chave, 2003) situés juste en amont de la station de mesure limnimétrique de Luc-sur-Orbieu. A partir de la figure 43, nous avons estimé les altitudes minimales des différentes surfaces et, par la suite, les hauteurs d'eau seuils pour lesquelles elles sont inondées. Cependant, les altitudes minimales ne sont valables que sur le profil étudié. Or, la station de mesure des hauteurs d'eau se situe au pont soit entre 430 et 560 m en aval selon le point de référence. Il est donc nécessaire de considérer la pente longitudinale afin que les altitudes minimales des différents lits soient reportées à l'échelle de mesure. D'une manière globale, nous avons considéré que la pente des différents lits était sensiblement identique à celle du lit mineur (au regard de la modélisation effectuée par Chave, 2003) bien que celle-ci ait pu varier du fait des extractions (en amont, à Ferrals-les-Corbières) ou de l'incision naturelle du lit mineur. Elle ne correspondrait alors plus tout à fait à celle des autres lits.



**Figure 43 : Localisation du profil étudié et des points levés au GPS.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Chave, 2003.

La pente moyenne du lit mineur entre le profil transversal étudié et le profil transversal situé à environ 600 m en aval de la station de mesure est d'environ 0,18 %. Pour le lit moyen,

l'altitude minimale pour laquelle cette surface est atteinte par une crue est de 37,5 m (NGF). Pour les lits majeurs ordinaire et exceptionnel, les altitudes retenues sont respectivement 39,5 et 43,6 m. En fonction de la pente, nous avons revu ces valeurs pour pouvoir les projeter au niveau de l'échelle de crue (afin d'établir les comparaisons avec les hauteurs mesurées). Rapportée au niveau du pont, l'altitude minimale pour laquelle le lit moyen commence à être inondé est de 36,7 m. Pour les lits majeurs ordinaire et exceptionnel, elle est respectivement de 38,7 et 42,6 m. Sachant que le zéro de l'échelle de crue est situé à 33 m NGF, il faut donc que l'eau atteigne au minimum une cote de 3,7 m pour inonder le lit moyen, de 5,7 m pour inonder le lit majeur ordinaire et de 9,6 m pour inonder le lit majeur exceptionnel (tableau 10). Les valeurs seuils obtenues sont tout à fait cohérentes avec les observations réalisées sur le terrain.

Unité géomorphologique	Altitudes minimales au niveau du profil étudié (m NGF)	Distances entre le point levé au GPS et la station de mesure (m)	Dénivelées entre le profil étudié et la station de mesure (m)	Altitudes minimales calculées au niveau de la station de mesure (m NGF)	Valeurs seuils de la cote au niveau de la station de mesure (m)
Lit moyen	37,5	430	-0,78	36,7	3,7
Lit majeur	39,5	430	-0,78	38,7	5,7
Lit majeur exceptionnel	43,6	560	-1,01	42,6	9,6

**Tableau 10 : Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 2.1.2. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure et interprétations des résultats obtenus

### 2.1.2.1. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure

Toutes les valeurs (de la période étudiée : 1960 à 2005) ont été triées et classées selon le mois pendant lequel l'événement est survenu (tableau 11). Les valeurs seuils déterminées précédemment ont ensuite été recherchées. Les valeurs **en bleu** sont celles qui sont supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit moyen soit inondé (3,7 m) mais inférieures à celle qui doit être atteinte pour que lit majeur ordinaire soit inondé (5,7m). Les valeurs **en rouge** sont celles supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit majeur ordinaire soit inondé (5,7 m) mais inférieures à celle qui doit être atteinte pour que lit majeur exceptionnel soit inondé (9,6m). La valeur **en vert** est la seule qui soit supérieure à la valeur seuil déterminée pour inonder le lit majeur exceptionnel (il



s'agit de la crue de novembre 1999 et les laisses de crue sur la surface témoignent que le lit majeur exceptionnel a été inondé à cet endroit).

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
2,66	3,13	3,40	2,96	3,63	2,75			5,39	5,70	3,20	3,02
3,01	3,52	4,85	4,73	2,72				4,79	2,70	4,07	2,62
3,27	4,79	2,78	3,67	2,89				2,98	5,41	4,65	2,95
3,15	4,90	4,12	4,39	4,31				3,52	5,11	4,67	2,82
2,66	3,46	3,04	3,50	4,04				2,69	3,93	5,18	3,00
3,82	3,45	3,16	4,74	2,74					3,22	6,20	4,05
5,30	5,00	3,36	3,34	4,64					5,98	3,10	2,59
4,55	2,53	2,57	2,94	3,03					6,12	3,33	2,67
3,74	4,31	2,57	3,77						3,76	3,36	2,85
3,52	2,11	2,50	4,52						3,85	4,84	3,36
2,88	1,73	3,59	3,01						3,88	3,43	2,94
2,96	4,56	2,77	1,57						3,20	10,50	3,33
3,59		3,04							4,99	6,75	3,42
3,32		2,53							5,12		4,16
3,03		3,14							6,12		5,17
2,53		2,80							3,29		3,00
2,56									5,06		5,00
2,55									3,30		3,21
6,09									3,11		7,10
									5,00		5,56
									2,93		5,46
									5,46		

**Tableau 11 : Historique des crues de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005. 3,82 : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. 5,98 : crues qui ont inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire. 10,50 : crue de novembre 1999 ayant inondé le lit moyen, le lit majeur ordinaire et le lit majeur exceptionnel.**

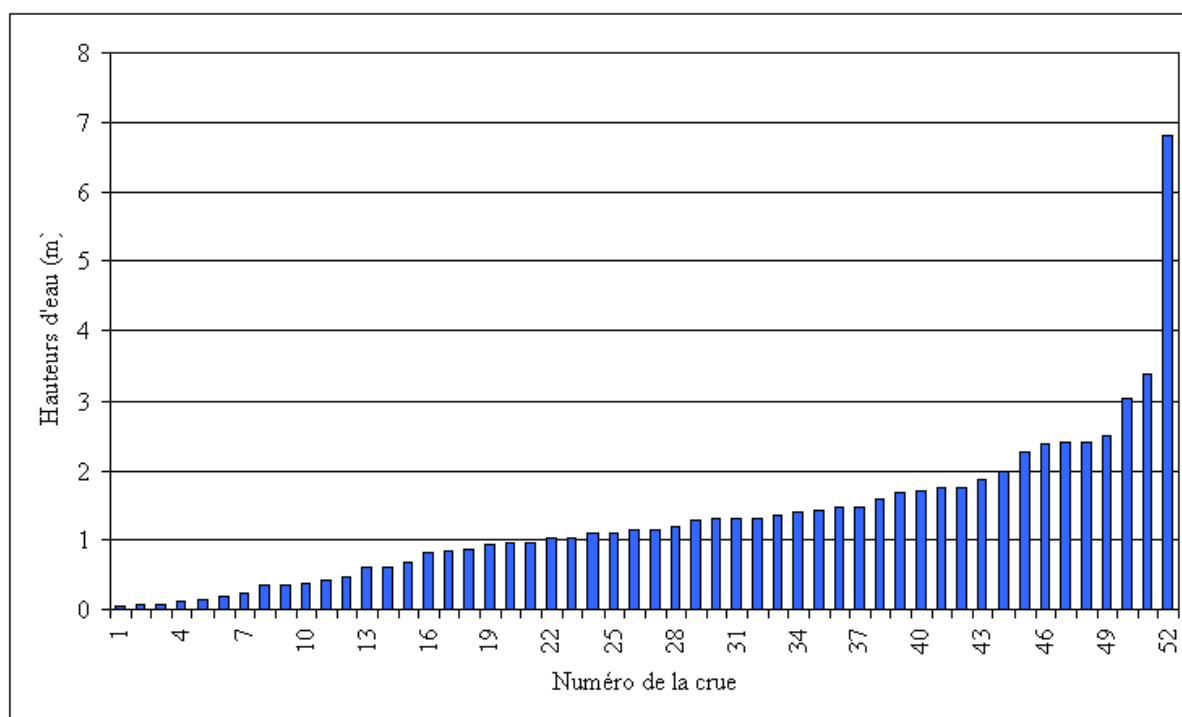
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les données de la DDE de l'Aude.

## 2.1.2.2. Conclusions

### 2.1.2.2.1. Justification des fréquences de submersion et du maintien des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle

Les premières conclusions que l'on peut tirer de ce tableau viennent confirmer l'une des hypothèses de départ. En effet, pour la période étudiée, le lit majeur exceptionnel n'a fonctionné qu'une seule fois, le lit majeur ordinaire a fonctionné 9 fois (dont 1 fois en même temps que le lit majeur exceptionnel) alors que le lit moyen a fonctionné 52 fois (dont 8 fois en même temps que le lit majeur ordinaire et une fois en même temps que les deux lits majeurs). La confirmation est ainsi faite que le lit moyen fonctionne plus fréquemment que les autres lits. On obtient ici une fréquence d'environ une fois par an si l'on considère uniquement les crues où il fonctionne seul. De plus, on constate que les hauteurs d'eau qui le submergent sont très variables (figure 44), allant de 0,04 m à 6,80 m. Ceci confirme l'hypothèse que le lit moyen a deux types de fonctionnement. En effet, quand les hauteurs

d'eau sont faibles, celui-ci fonctionne en accumulation et notamment d'éléments fins alors que lorsqu'elles sont fortes, il fonctionnera plutôt en ablation dans un premier temps puis des éléments grossiers viendront s'accumuler. Il doit exister une hauteur seuil à partir de laquelle le lit moyen fonctionnerait en ablation et en deçà de laquelle il fonctionnerait plutôt en accumulation. Cependant, les travaux entrepris ne permettent pas de la déterminer. Ce type de fonctionnement permet de justifier que le talus qui sépare le lit moyen du lit majeur ordinaire se maintienne. Son maintien dans le temps sous-entend donc que l'ablation lors des fortes crues (pourtant plus rares) compense l'accumulation qu'il peut y avoir lors des crues plus faibles (pourtant plus fréquentes). Ceci sous-entend également que les crues les plus faibles déposent peu ou pas de sédiments. L'étude de ces données ne permet pas de connaître la genèse des lits moyens ; cependant, on comprend mieux pourquoi ces derniers sont présents sur les cours d'eau méditerranéens et absents sur les cours d'eau plus au nord. En effet, leur existence est due à un fort contraste hydrologique (à échelle de temps pluriannuelle) qui est caractéristique des cours d'eau méditerranéens.



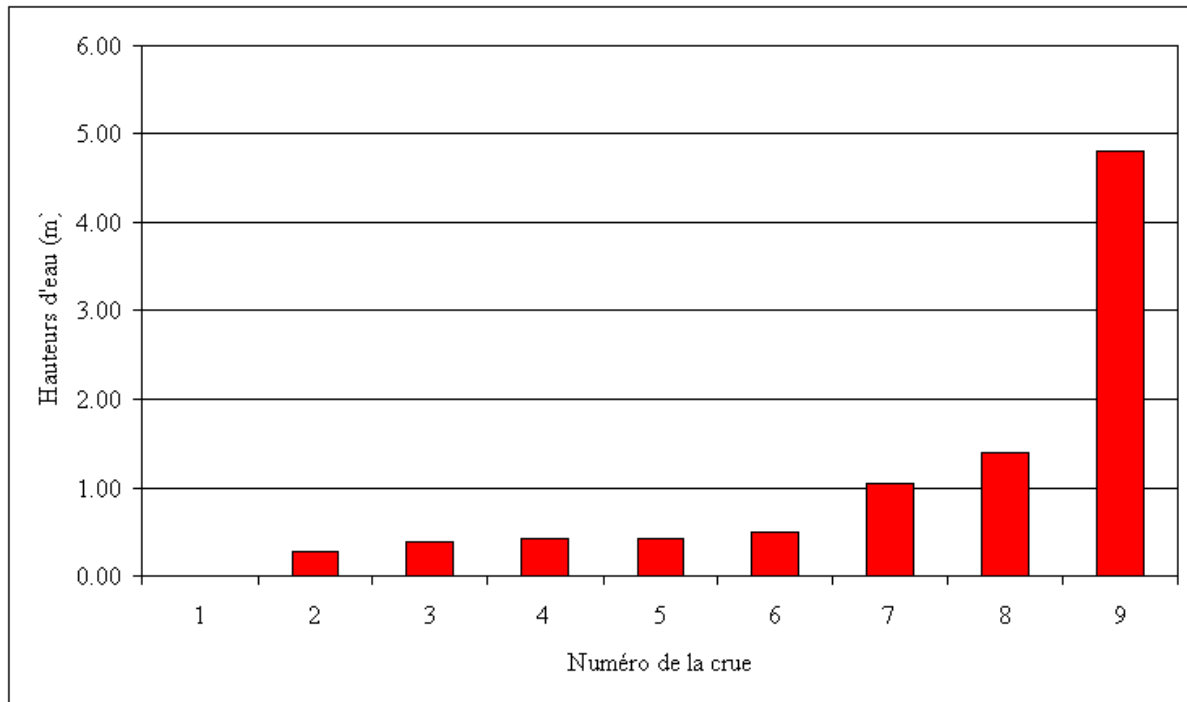
**Figure 44 :** Hauteurs d'eau qui ont recouvert le lit moyen de l'Orbieu au niveau de Luc-sur-Orbieu pour la période 1960-2005.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Les inondations du lit majeur ordinaire atteignent une fréquence moyenne de 0,18 fois par an (ou 1 fois tous les 5,6 ans) puisqu'il a été inondé 8 fois en 45 ans. Ce résultat remet en question la fréquence de submersion que Masson *et al.* (1996) attribuent aux lits majeurs ordinaires (rare ou centennale). Cependant, il faut noter ici que les hauteurs d'eau qui ont affecté le lit majeur ordinaire sont inférieures à 1 m pour 6 valeurs sur 9 (figure 45). Ainsi, compte-tenu de la pente transversale du lit majeur ordinaire (descendante du distal au proximal) il est fort probable que ces crues ont tout juste débordé en lit majeur ordinaire. Seules une à deux crues ont envahi le lit majeur ordinaire de manière plus ou moins importante (la dernière crue n'étant pas prise en compte puisqu'elle affecte également le lit

majeur exceptionnel). La fréquence est donc réduite à une crue tous les 22,5 ou 45 ans, pour la partie distale du lit majeur ordinaire.

Le lit majeur exceptionnel n'est inondé qu'une seule fois pendant la période étudiée. Cette période étant relativement courte, il est impossible de définir une fréquence de submersion pour ce lit. A partir de ces résultats, le raisonnement qui justifie le maintien du talus entre le lit moyen et le lit majeur ordinaire peut être tenu pour celui qui sépare le lit majeur ordinaire et le lit majeur exceptionnel. La durée de la période est trop courte pour pouvoir établir des certitudes concernant les événements exceptionnels.



**Figure 45 :** *Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit majeur ordinaire de l'Orbieu au niveau de Luc-sur-Orbieu pour la période 1960-2005.*

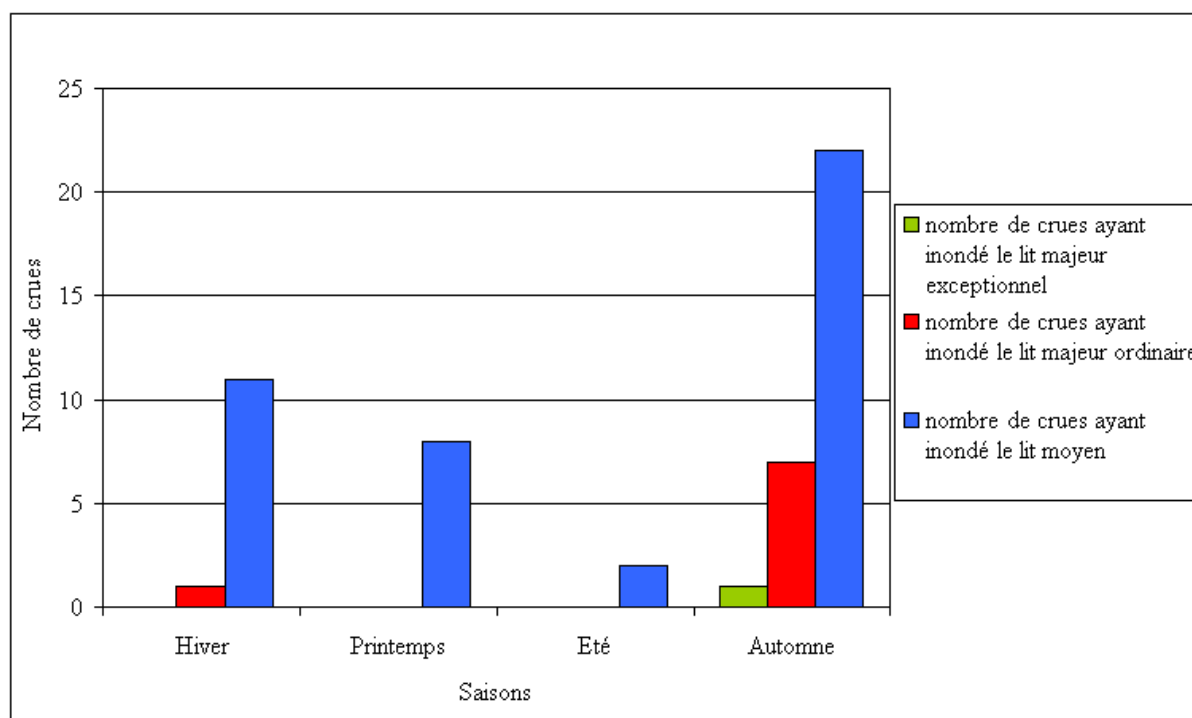
Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.2.2.2. Répartition saisonnière et mensuelle des crues selon les unités géomorphologiques qu'elles affectent

En observant la figure 46, certaines des hypothèses de départ doivent être infirmées ou plutôt précisées davantage. En effet, si l'automne est bien la saison qui concentre les crues les plus rares et les plus intenses, le printemps n'est pas celle où les crues les moins intenses sont les plus fréquentes. L'automne est la saison qui a connu la seule crue ayant inondé le lit majeur exceptionnel, 7 crues ayant inondé le lit majeur ordinaire et 22 crues ayant inondé le lit moyen. L'hiver n'a connu qu'une seule crue ayant inondé le lit majeur ordinaire et 11 crues qui ont inondé le lit moyen. Le printemps n'a connu aucune crue susceptible d'inonder les lits majeurs ce qui est en accord avec nos hypothèses de départ. En revanche, cette saison n'enregistre que 8 crues ayant inondé le lit moyen soit une valeur inférieure à celle observée pour l'hiver et nettement inférieure à celle de l'automne. Ceci n'est donc pas en accord avec l'hypothèse qui était émise que les lits moyens fonctionnaient en accumulation lors des crues de printemps (fréquentes et peu intenses) et en ablation lors des crues d'automne (rares mais

intenses). Comme nous l'avons vu, cette hypothèse n'est pas totalement infirmée mais il est nécessaire de la préciser davantage. Au vu de ces nouvelles données, il serait donc plus juste de dire que les lits moyens peuvent fonctionner en ablation lors des crues les plus intenses qui se produisent généralement en automne et qu'ils peuvent fonctionner en accumulation lors des crues de plus faibles intensités qui surviennent le plus souvent en automne mais qui peuvent également survenir en hiver et au printemps. Il existe également deux crues en été qui ont inondé le lit moyen mais lorsqu'on observe le graphique suivant (figure 47), on se rend compte qu'il s'agit de crues qui ont eu lieu en septembre donc très proche de l'automne.

L'interprétation de ce graphique confirme également la liaison qui existe entre le régime pluviométrique (défini en première partie) et le régime hydrologique.



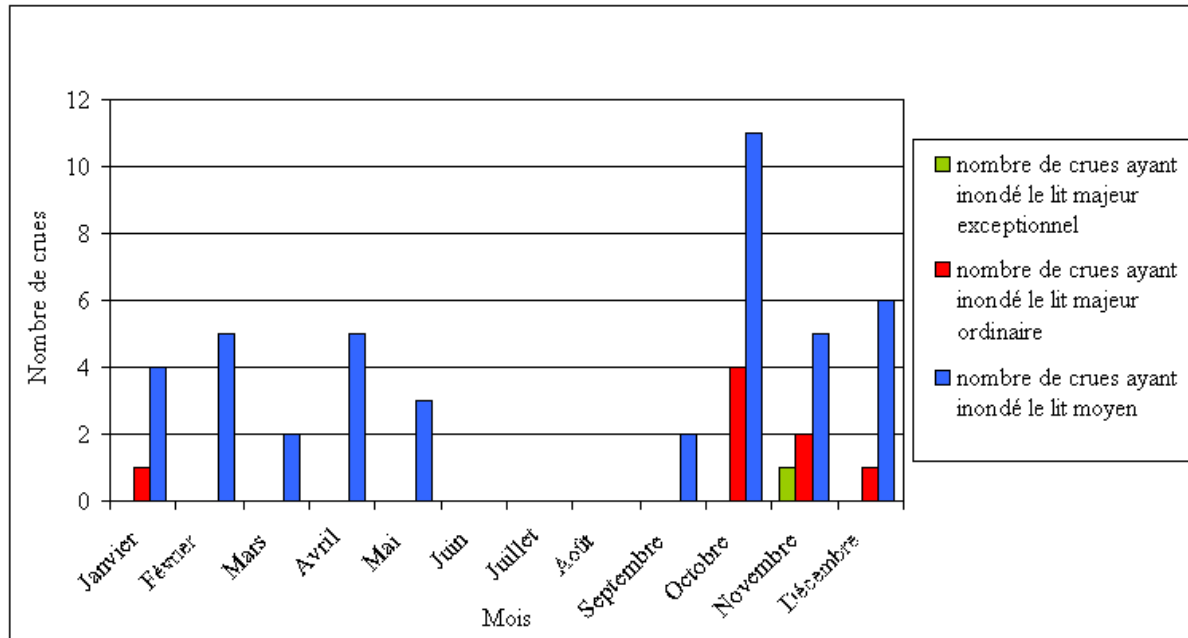
**Figure 46 : Répartition saisonnière des crues inondantes de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Ces observations à l'échelle des saisons restent valables lorsqu'on passe à l'échelle mensuelle mais celle-ci apporte quelques précisions (figure 47). L'événement le plus extrême a eu lieu en novembre. Les événements qui ont submergé le lit majeur ordinaire ont eu lieu quatre fois en octobre, deux fois en novembre, une fois en décembre et une fois en janvier. En revanche, pour les événements qui ont atteint le lit moyen, ils sont répartis tout au long de l'année excepté lors de la période estivale. Un pic est observé en octobre avec 11 événements. Les mois de novembre et décembre ont respectivement 5 et 6 événements ayant atteint le lit moyen. Puis les mois de janvier à septembre (excepté juin, juillet et août) ont un nombre d'événements compris entre 2 et 5. Force est de constater que le mois d'octobre est celui pour lequel on dénombre le plus grand nombre de crues (15 dont 11 qui ont atteint le lit moyen et 4 qui ont atteint le lit majeur ordinaire). Ainsi, nous pouvons préciser davantage l'hypothèse concernant les lits moyens : ils peuvent fonctionner en ablation lors des crues les plus intenses qui se produisent généralement en octobre et novembre, et ils peuvent fonctionner en accumulation lors des crues de plus faibles intensités qui surviennent le plus souvent en

octobre mais qui peuvent également survenir le reste de l'année à l'exception des mois de juin, juillet et d'août.

Là encore, l'interprétation de ce graphique confirme la liaison qui existe entre le régime pluviométrique (défini en première partie) et le régime hydrologique.



**Figure 47 : Répartition mensuelle des crues inondantes de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

L'exemple de l'Orbieu concorde avec les hypothèses de départ. En est-il de même pour l'Ouvèze dont le bassin-versant présente quelques nuances dans le régime climatique et dans la morphométrie ? En effet, comme nous l'avons vu en première partie, la région languedocienne présente un climat aux influences méditerranéennes prononcées mais il existe parfois des influences atlantiques ce qui ne sera pas le cas pour l'Ouvèze qui appartient uniquement au régime méditerranéen malgré une influence montagnarde.

## 2.2. L'exemple de l'Ouvèze

Pour ce cours d'eau (chapitre 1, 2.1.3.), les points qui ont été levés dans la plaine alluviale ont un semis beaucoup plus dense que pour l'Orbieu car, il s'agit d'un travail de géomètres qui effectuent leurs levés selon un maillage et donc pas seulement en fonction des discontinuités topographiques liées à la morphologie de la plaine alluviale fonctionnelle. Ces mesures topographiques ont été complétées par celles effectuées dans le but de tester la méthode intégrée sur cette rivière (Carex Environnement, 2003a). L'ensemble des relevés permettra d'estimer la hauteur minimale pour la submersion des différents lits.

Quelques précisions seront exposées avant de confronter les hauteurs de submersion minimales des unités géomorphologiques aux hauteurs relevées ou estimées.

Les données obtenues sont issues de trois sources différentes : la première est une recherche d'archives dans lesquelles des hauteurs d'eau en mètres NGF ont été indiquées

(Durin, 2001 ; annexe 3.2) ; la deuxième est constituée de relevés par les observateurs fournis par la DDE du Vaucluse (annexe 3.3); la troisième est une série de données fournies par le Service de Prévision des Crues du Grand Delta (annexe 3.4).

La station étudiée ne se trouve pas dans la partie la plus à l'aval, la pente aura donc un rôle important. Mais cette station est la seule qui présente une série de données suffisamment longue. La multiplicité des sources est en partie due au fait qu'avant l'inondation de 1992, les hauteurs étaient relevées à l'échelle de crue du Pont Neuf par des observateurs. Mais depuis le 29 novembre 1993, une nouvelle station de mesure a été placée à 200 m en amont du pont, en rive gauche. Cette station fournit des données enregistrées automatiquement à un pas de temps de 6 minutes. Nous reviendrons par la suite sur d'autres difficultés rencontrées lors du traitement de ces données.

Il est également important de souligner les erreurs éventuelles liées à ces données. La crue de 1992 a emporté la station du Pont Neuf, puis cette station et la nouvelle ont été sévèrement endommagées par la crue de 1994. Le zéro actuel de ces échelles n'est peut-être plus tout à fait identique à celui au moment du relevé. L'Ouvèze, contrairement à l'Orbieu qui conserve un chenal en eau, peut se tarir ce qui complique les mesures. De plus, le chenal du lit mineur divague fréquemment dans celui-ci alors que l'échelle de crue reste fixe sur la berge en rive gauche. Ces divagations compliquent les mesures puisque, actuellement, le zéro de l'échelle est enfoui sous un banc de graviers de presque un mètre et que le chenal coule contre la rive droite.

Le dernier point à soulever est celui qui concerne le rôle du Pont Neuf. Celui-ci peut constituer un réel obstacle aux écoulements et donc provoquer une élévation de la ligne d'eau pour les crues les plus fortes. De plus, le Pont Neuf est situé juste à l'aval du Pont Romain qui se trouve sur un verrou rocheux (chapitre 1, 2.1.3), ce qui provoque un rétrécissement notable de la plaine alluviale. Cette morphologie a donc une influence sur les écoulements. Tant que les eaux sont confinées au lit mineur, le pont et le verrou influent peu. En revanche, lorsque celles-ci débordent, le Pont Romain et le verrou provoquent une élévation de la ligne d'eau et une diminution de la pente de celle-ci à son amont. En revanche à son aval, il se forme une véritable cascade dont l'écoulement est très turbulent (photo 10). Ceci perturbe sensiblement la ligne d'eau et la mesure de la hauteur d'eau. Cependant, pour que les calculs suivants soient envisageables, il est nécessaire de faire abstraction de cette turbulence et de considérer que la pente de la ligne d'eau est bien rectiligne.

### 2.2.1. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale

Tout comme pour l'Orbieu, nous avons utilisé des profils transversaux levés au GPS (profils 11, 12 et 13, figure 48) qui ont été établis par le bureau d'étude Carex Environnement (2003a) lors de l'application de la méthode intégrée sur l'Ouvèze. Cependant, en plus de ceci, nous avons également utilisé une campagne de levés GPS établis par un cabinet de géomètres fournis par le bureau d'étude BCEOM. Ces données supplémentaires ont permis d'affiner celles des profils. En effet, les profils ont été établis dans le cadre de la méthode intégrée ; ainsi la contrainte est de transcrire avec le minimum de points possible la morphologie de la plaine alluviale pour élaborer une modélisation hydraulique simplifiée. A partir de ceci, il

n'était donc pas possible de savoir si les valeurs utilisées pour établir les profils correspondaient aux altitudes minimales des différents lits. En revanche, cette étude nous permettra de vérifier que les valeurs obtenues pour les hauteurs d'eau sont cohérentes avec celles obtenues par le bureau d'étude Carex Environnement. Afin de définir les altitudes minimales de submersion des différentes surfaces, nous avons utilisé les levés issus des travaux des géomètres.

Cependant, du fait de la multiplicité des sources, il est nécessaire de faire le travail en deux temps. Le premier temps consiste à définir les altitudes minimales au niveau du Pont Neuf ce qui nous permettra de confronter les hauteurs de submersion nécessaires à celles qui ont été observées à cette échelle de crue (période de 1935 au 29/11/1993). Le deuxième temps consiste à définir les altitudes minimales au niveau de la station située 200 m en amont du Pont Neuf ce qui nous permettra de confronter les hauteurs de submersion nécessaires à celles obtenues par enregistrement automatique à cette station (période du 29/11/1993 à 2005).



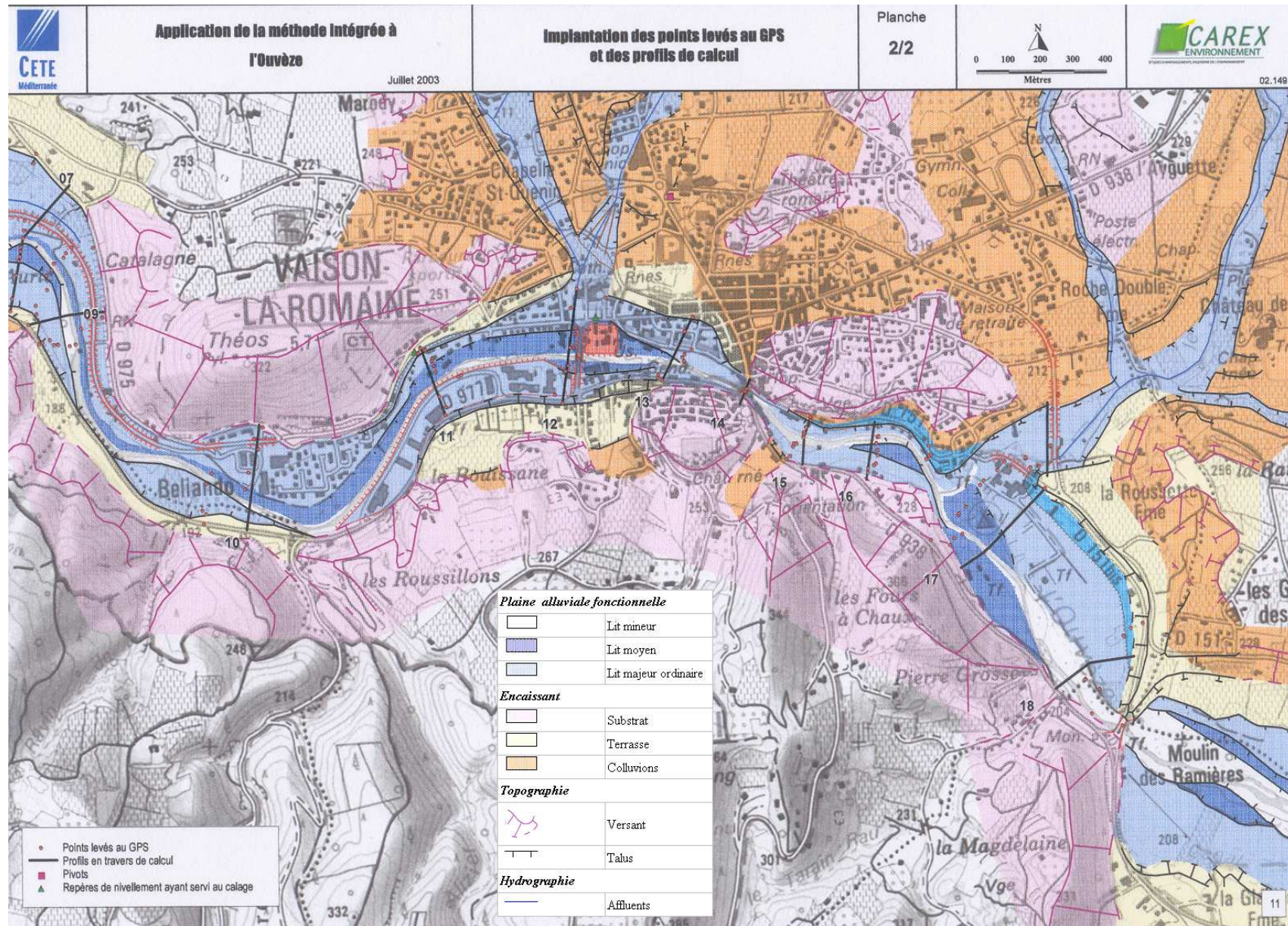


Figure 48 : Localisation des profils étudiés.

Source : Carex Environnement, 2003a ; modifié par Delorme-Laurent, 2007.

### 2.2.1.1. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale au niveau du Pont Neuf pour la période antérieure au 29/11/1993

Le zéro de l'échelle de crue du Pont Neuf se situe à une altitude de 189,2 m NGF à l'heure actuelle mais comme nous l'avons vu, celui-ci a pu varier au fur et à mesure des réfections de l'échelle. Comme nous bénéficions d'un profil et de levés GPS situés au niveau du pont, les altitudes minimales pour lesquelles les différentes surfaces sont submergées ont été aisément définies. Ici, il n'est pas nécessaire de prendre en compte la pente puisque les points levés se situent sur le même profil que l'échelle de crue. Ainsi, le lit moyen sur cette section commence à être inondé à une altitude de 191,6 m NGF et le lit majeur ordinaire quant à lui commence à être submergé pour une altitude de 194,3 m NGF. A partir de ces observations, nous pouvons donc dire que le lit moyen commence à être inondé lorsque la valeur seuil de hauteur d'eau de 2,4 m est atteinte et le lit majeur ordinaire commence à être inondé lorsqu'elle atteint 5,1 m (tableau 12). Ces valeurs sont en adéquation avec les résultats obtenus lors de la modélisation hydraulique du bureau d'étude Carex Environnement.

AU NIVEAU DU PONT NEUF		
Unité géomorphologique	Altitude minimale au niveau de la station de mesure du Pont Neuf (m NGF)	Valeurs seuils de la cote au niveau de la station de mesure (m)
Lit moyen	191,6	2,4
Lit majeur ordinaire	194,3	5,1

**Tableau 12 : Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure du Pont Neuf.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 2.2.1.2. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale au niveau du Pont Neuf pour la période postérieure au 29/11/1993

Le zéro de la station de mesure (à 200 m en amont du Pont Neuf) se situe à l'heure actuelle à une altitude de 188,9 m NGF. Le semis de points levés fournis par le BCEOM étant très dense et couvrant l'espace où se situe la station de mesure, nous avons évalué les altitudes minimales au niveau de la station ce qui évite des erreurs liées à la pente. Le lit moyen commence à être atteint par les eaux dès que celles-ci dépassent l'altitude minimale de 192,1 m NGF et le lit majeur ordinaire est inondé lorsque l'eau atteint l'altitude minimale de 196 m NGF (tableau 13). Le lit moyen commence à être inondé lorsque la valeur seuil de hauteur d'eau de 3,2 m est atteinte et le lit majeur ordinaire commence à être inondé lorsqu'elle atteint 7,1 m (tableau 13). Ces valeurs sont en adéquation avec les résultats obtenus lors de la modélisation hydraulique du bureau d'étude Carex Environnement.

EN AMONT DU PONT NEUF		
Unité géomorphologique	Altitude minimale au niveau de la station de mesure en amont du Pont Neuf (m NGF)	Valeurs seuils de la cote au niveau de la station de mesure (m)
Lit moyen	192,1	3,2
Lit majeur ordinaire	196	7,1

**Tableau 13 : Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure en amont du Pont Neuf.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

En revanche, les valeurs-seuils obtenues sont supérieures à celles utilisées par le Service de Prévision des Crues (SPC du Grand Delta). En effet, celui-ci prévoit qu'en dessous de 1,60 m aucune vigilance particulière n'est requise, la situation est normale (niveau 1 : vert). A partir d'1,80 m et jusqu'à 2,33 m, le niveau d'alerte est au niveau 2 (jaune). Il s'agit d'un risque de crue ou de montée rapide des eaux n'entraînant pas de dommages significatifs, mais nécessitant une vigilance particulière dans le cas d'activités saisonnières et/ou exposées. Il peut y avoir des débordements localisés, des coupures ponctuelles de routes, des habitations isolées et une perturbation des activités liées au cours d'eau. Pour des hauteurs comme 2,82 m et 3,16, le niveau d'alerte est au niveau 3 (orange). Il s'agit d'un risque de crue génératrice de débordements importants susceptibles d'avoir un impact significatif sur la vie collective et la sécurité des biens et des personnes. Il peut y avoir des débordements généralisés, la circulation peut être fortement perturbée et des évacuations peuvent être nécessaires. Le niveau 4 (rouge) n'est déclenché qu'en cas de crue comme celles de 1951 et de 1992 dont les hauteurs n'ont pas été spécifiées. Il s'agit d'un risque de crue majeure où la sécurité des personnes et des biens est menacée directement et d'une manière généralisée. Cette description laisse sous-entendre que les valeurs seuils que nous avons estimées seraient peut-être surestimées. Cependant, les seules valeurs seuils définies sont celles de la pré-alerte à 1,50 m et de l'alerte à 1,80 m.

## 2.2.2. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure et interprétations des résultats obtenus

### 2.2.2.1. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement mesurées à la station de mesure du Pont Neuf avant le 29/11/1993

La DDE du Vaucluse et les recherches d'archives effectuées par Durin (2001) nous ont fourni une série de données concernant les pics de crue mesurés à la station du Pont Neuf.



La période concernée s'étend donc de 1935 à 1994. Toutes les valeurs ont été triées et classées selon le mois pendant lequel l'événement est survenu (tableau 14). Les valeurs seuils déterminées précédemment ont ensuite été recherchées. Les valeurs **en bleu** sont celles qui sont supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit moyen soit inondé (2,4 m) mais inférieures à celle qui doit être atteinte pour que le lit majeur ordinaire soit inondé (5,1m). Les valeurs **en rouge** sont celles supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit majeur ordinaire soit inondé (5,1 m).

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
1	1,75	1,3	0,9	0,8	0,7	1,2	1,95	1,2	1,55	2	<b>3,25</b>
1	1,4	0,9	0,85	1,4	2,7		1,75	0,9	2,05	2,3	<b>2,95</b>
1	0,9	0,7	1,1	1,4			1,75	0,7	2,35	1,2	<b>2,4</b>
1,2	1	1	2,2	1,2			0,9	1,3	1,6	1,9	1,5
0,7	0,7	1,1	1,9				0,7	0,9	1,1	1,1	1,4
0,8	0,8	1,2	0,7				0,75	0,8	1,6	<b>2,5</b>	1,4
	1,2	1,1	0,8					1	0,9	1,7	0,7
	0,9	1,1	0,7					0,8	2,2	1,2	1,1
	1	1	1,7					<b>&gt;3,4</b>	1,4	1,4	0,8
	2,3	1,3	0,9						0,7	0,9	0,8
	1,2		0,8						0,7	0,8	
	1,2								0,7	0,9	
	1,1								0,7		
	0,85								2,35		
	2										
	1										
	1,3										
	1,1										

**Tableau 14 : Historique des crues de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 1993. **3,25** : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. **>3,4** crue de septembre 1992 ayant inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les relevés des observateurs fournis par la DDE du Vaucluse et Durin, 2001.

#### 2.2.2.2. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement mesurées à la station de mesure en amont du Pont Neuf après le 29/11/1993

Le SPC du Grand Delta nous a permis d'accéder aux enregistrements de la station de mesure installée le 29 novembre 1993. Ces enregistrements qui couvrent la période du 29/11/93 à fin 2005, sont des enregistrements automatiques bruts. Ceci signifie qu'ils n'ont pas été critiqués. L'absence de critique des données fait qu'il existe des valeurs qui sont certainement erronées comme celle qui figure avec un point d'interrogation dans le tableau 15.

Avec un pas de temps de 6 minutes, le fichier fourni contenait plus d'un million de valeurs. Il a donc été nécessaire de faire une sélection. Dans un premier temps, seules les valeurs supérieures à 1 mètre (seuil en deçà duquel, les crues étaient contenues dans le lit mineur de manière certaine) ont été conservées (annexe 3.4). Dans un second temps, chaque

épisode de crue a été étudié afin de conserver uniquement la hauteur la plus élevée atteinte par l'événement. Toutes les valeurs restantes ont été triées et classées selon le mois pendant lequel l'événement est survenu (tableau 15). Les valeurs seuils déterminées précédemment ont ensuite été recherchées. Les valeurs **en bleu** sont celles qui sont supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit moyen soit inondé (3,2 m) mais inférieures à celle qui doit être atteinte pour que le lit majeur ordinaire soit inondé (7,1m). Les valeurs **en rouge** sont celles supérieures ou égales à la valeur seuil qui doit être atteinte pour que le lit majeur ordinaire soit inondé (7,1 m).

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
<b>3,20</b>	1,00	1,00	2,47	1,46	1,23	2,58	1,05	1,00	1,10	2,01	1,12
1,27	2,64	1,39		1,75	1,03			26,3?	1,34	<b>3,52</b>	1,15
1,00	1,21	1,37		1,26	1,01			2,17	1,43	1,55	1,03
1,58		<b>10,86</b>							1,11	1,22	<b>7,63</b>
1,63									1,59	1,05	1,27
1,47										2,05	1,65
<b>6,48</b>										1,82	2,83
<b>10,91</b>										2,33	
<b>5,06</b>										1,28	
1,39										1,62	
										1,26	

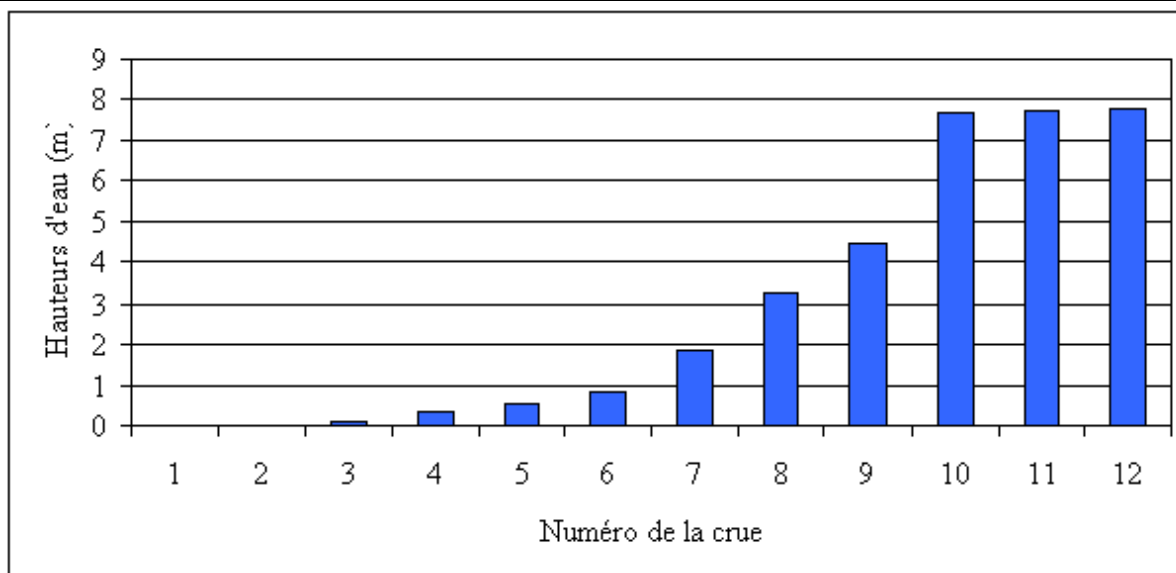
**Tableau 15 : Historique des crues de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1993 à 2005. **3,20** : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. **7,63** crue qui ont inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire. 26,3 ? : valeur improbable.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les relevés du limnigraphe automatique du SPC du Grand Delta.

### 2.2.2.3. Conclusions

#### 2.2.2.3.1. Justification des fréquences de submersion et du maintien des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle

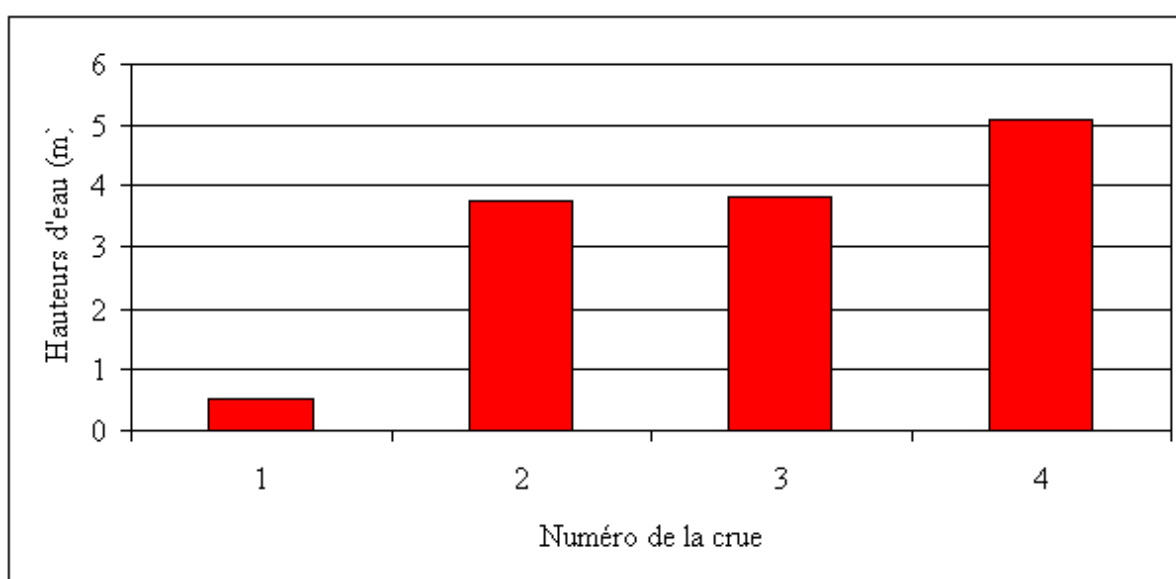
Comme pour l'Orbieu, les premières conclusions viennent confirmer l'une des hypothèses de départ. En effet, si l'on considère l'intégralité de la période étudiée, le lit majeur ordinaire a fonctionné 4 fois alors que le lit moyen a fonctionné 12 fois (dont 4 fois en même temps que le lit majeur ordinaire). Ce dernier fonctionne donc plus fréquemment que le lit majeur ordinaire. Sa fréquence de submersion est légèrement inférieure à une fréquence décennale si l'on considère uniquement les crues où il fonctionne seul. Comme pour l'Orbieu, les hauteurs d'eau qui l'ont submergé sont très variables, (figure 49), allant de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ceci confirme encore une fois l'hypothèse concernant le type de fonctionnement du lit moyen et celle concernant le maintien du talus entre le lit moyen et le lit majeur ordinaire ainsi que la nécessité d'un régime hydrologique contrasté pour que celui-ci puisse exister.



**Figure 49 :** Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit moyen de l'Ouvèze pour la période 1935-2005.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Les inondations du lit majeur ordinaire ont une période de retour de 17,4 ans puisque celui-ci a été inondé 4 fois en 70 ans. Comme pour l'Orbieu, cette valeur remet en cause les fréquences théoriques que Masson *et al.* (1996) ont attribué aux différents lits : les lits majeurs subiraient les crues rares à exceptionnelles soit une fréquence centennale et au-delà ; les lits moyens seraient affectés par les crues moyennes, de fréquence quinquennale à décennale. Il faut noter ici que la hauteur d'eau d'une des crues qui a submergé le lit majeur ordinaire est inférieure à 1 m (figure 50). Ainsi, compte-tenu de la pente transversale (descendante du distal au proximal), il est fort probable qu'elle n'a envahi qu'une part restreinte de la surface du lit. Ainsi, trois crues ont envahi le lit majeur ordinaire de manière plus importante. La fréquence de submersion est donc de 23,3 ans pour la partie distale.



**Figure 50 :** Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze pour la période 1935-2005.

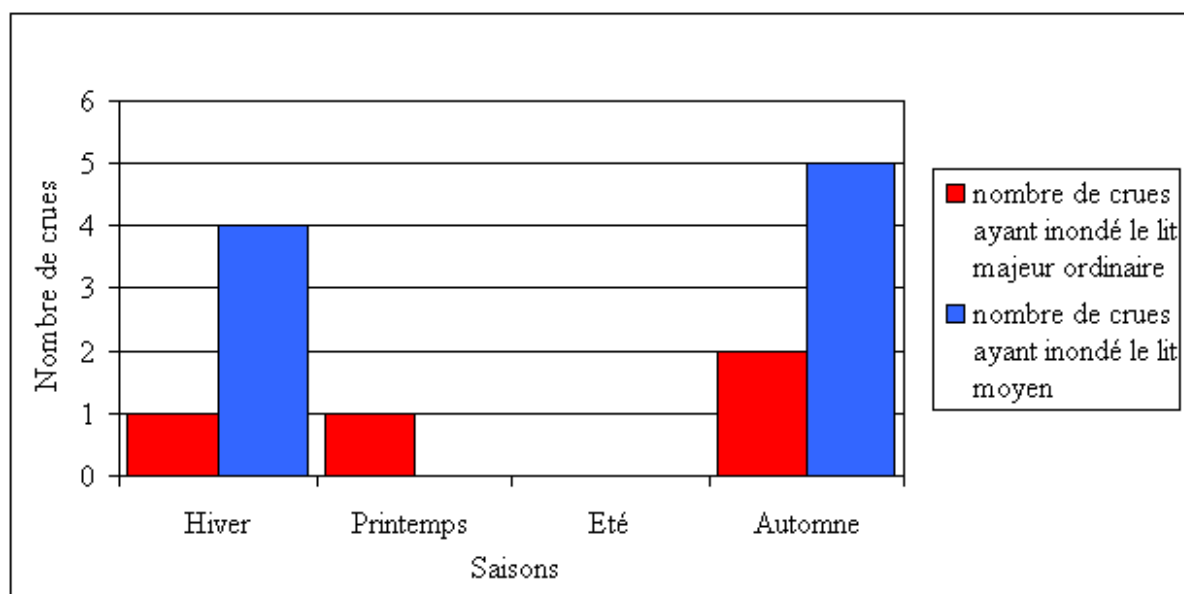
Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.2.3.2. Répartition saisonnière et mensuelle des crues selon les unités géomorphologiques qu'elles affectent

La répartition saisonnière des crues inondantes de l'Ouvèze est différente de celle de l'Orbieu (figure 51). Le plus grand nombre de crues qui ont inondé le lit moyen se situe en automne (5 crues) mais l'hiver est également une saison où ce nombre est élevé avec 4 crues. Le lit majeur ordinaire a été inondé deux fois en automne, une fois en hiver et une fois au printemps. Ceci confirme le rôle important des conditions météorologiques particulières qui ont lieu en automne. En revanche, l'absence de crue inondant le lit moyen au printemps est moins en accord avec les observations précédentes.

Pour ce cours d'eau, le lit moyen a bien le fonctionnement décrit précédemment ce qui permet son maintien et l'entretien du talus qui le sépare du lit majeur ordinaire. En revanche, la périodicité des inondations ne correspond pas à l'hypothèse de départ. Il serait donc plus juste de dire que sur ce cours d'eau, le lit moyen peut fonctionner en ablation lors des crues les plus intenses qui n'ont pas vraiment de période préférentielle d'occurrence (ou peut-être l'automne) et qu'il peut fonctionner en accumulation lors des crues de plus faibles intensités qui surviennent préférentiellement en automne et en hiver c'est-à-dire lorsque le régime hydrologique moyen est élevé.

L'interprétation de ce graphique confirme également la liaison qui existe entre le régime pluviométrique (défini en première partie), le régime hydrologique moyen (défini en première partie) et l'apparition des crues.



**Figure 51 : Répartition saisonnière des crues inondantes de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 2005.**

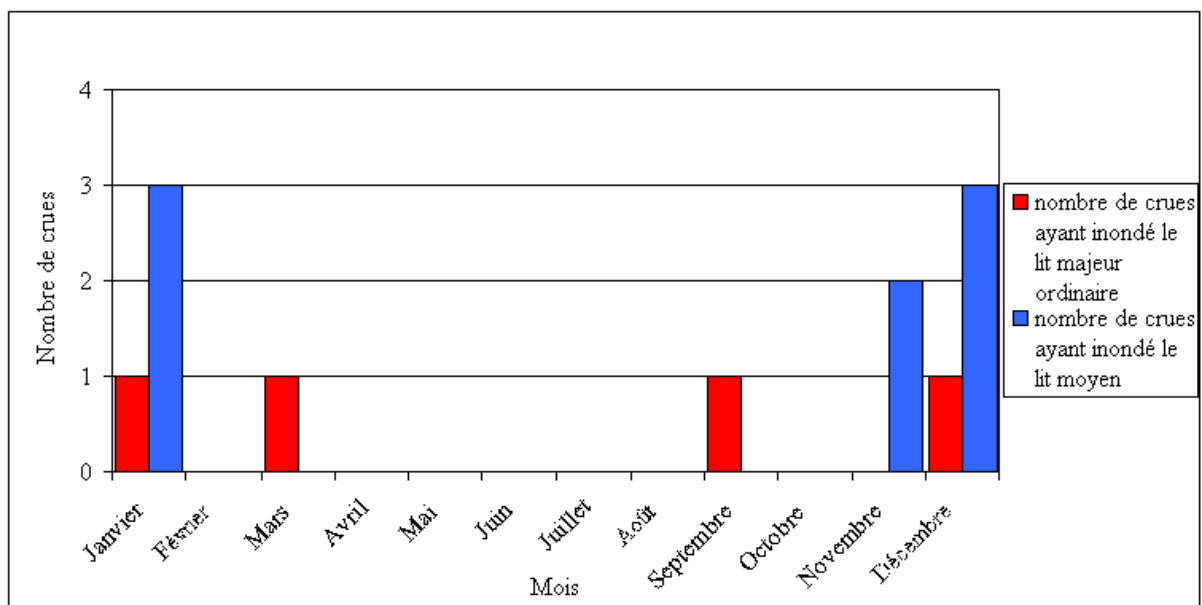
Source : Delorme-Laurent, 2007.

Les observations faites à l'échelle des saisons restent valables à l'échelle mensuelle (figure 52). Mais quelques précisions peuvent être apportées. L'événement le plus extrême a eu lieu en septembre. Les crues qui ont submergé le lit majeur ordinaire ont eu lieu une fois en décembre, une fois en janvier et une fois en mars. En revanche, les crues qui ont atteint le lit moyen sont concentrées sur trois mois consécutifs, de novembre à janvier. Les mois de



décembre et janvier ont le même nombre de crues (soit une crue ayant atteint le lit majeur ordinaire et 3 ayant inondé le lit moyen). Du début du printemps au début de l'automne (de février à octobre), les crues sont nettement plus rares mais les deux crues de cette période de l'année sont de grande intensité.

Ces observations ne sont pas en contradiction avec l'hypothèse du maintien des lits moyens et du talus qui les sépare des lits majeurs ordinaires. En revanche, la répartition proposée n'est plus tout à fait en accord avec les hypothèses de Trzpit (1980). L'apparition des crues est effectivement liée aux conditions météorologiques et notamment à l'apparition de violents orages mais l'exemple de l'Ouvèze montre l'importance également du régime hydrologique moyen. En effet, si peu de crues inondantes surviennent au printemps c'est peut être parce que la rivière est dans une phase décroissante de son régime hydrologique moyen. Elle est donc moins affectée par les pluies de printemps qui sont de plus faibles intensités.



**Figure 52 : Répartition mensuelle des crues inondantes de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 2005.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

L'exemple de l'Ouvèze présente quelques contradictions face aux hypothèses émises. Ces contradictions peuvent être dues au fonctionnement hydrologique particulier de ce cours d'eau car il subit à la fois des influences méditerranéennes mais également une influence montagnarde puisqu'il prend sa source dans les Baronnies. Comme nous l'avons dit, les différentes sources de données, les modifications de l'altitude du zéro des échelles ont pu également introduire une marge d'erreur plus importante que pour les résultats de l'Orbieu.

## 2.3. Conclusion

A partir des exemples de l'Orbieu et de l'Ouvèze, on comprend mieux la généralisation sur les cours d'eau méditerranéens des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle. En effet, leur présence et leur maintien sont essentiellement dus aux caractéristiques hydrologiques de ces cours d'eau qui présentent des

extrêmes marqués et pour lesquels on a identifié clairement deux gammes de crues (voire trois pour l'Orbieu). Les séries de données sont suffisamment longues pour affirmer que le talus qui sépare le lit moyen et le lit majeur ordinaire est dû à l'existence de ces deux gammes de crues : des crues assez rares mais à l'hydrodynamisme très fort qui peuvent engendrer des processus d'ablation et des crues plus fréquentes avec un hydrodynamisme nettement plus faible qui permet l'accumulation de particules fines. Ainsi, la granulométrie particulière de ces unités géomorphologiques est également justifiée.

La présence du lit moyen étant liée à l'existence de deux gammes de crue, il devrait être possible d'identifier ces formes en dehors du milieu méditerranéen. Selon la différence d'intensité entre les deux gammes de crues, les formes seront plus ou moins bien marquées dans le paysage. L'étude de cours d'eau en climat océanique (Penven *et al.*, 2004 ; Dupont *et al.*, 2005) confirme cette hypothèse. La méthode hydrogéomorphologique bien que mise au point sur les cours d'eau méditerranéens est applicable dans d'autres milieux moyennant quelques adaptations.

Même s'il est plausible que l'explication du maintien du talus qui sépare le lit majeur ordinaire et le lit majeur exceptionnel est identique à celle qui justifie le maintien du talus qui sépare le lit moyen et le lit majeur ordinaire mais à une échelle de temps différente, la longueur des séries de données étudiées ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

L'hypothèse concernant la répartition temporelle des crues, qui se basait sur les travaux de Trzpit (1980), doit être revue. En effet, il était supposé que les crues débordantes les plus faibles ont lieu au printemps et que ces dernières permettent l'accumulation en lit moyen et que les crues débordantes les plus fortes ont lieu en automne et que celles-ci permettent l'ablation en lit moyen et la construction des lits majeurs. Si effectivement l'automne est la saison qui connaît le plus grand nombre de crues, il ne s'agit pas que des crues les plus fortes. L'automne est donc la saison qui présente le plus grand nombre de crues qui ont inondé uniquement le lit moyen et également les crues qui ont été susceptibles de remplir l'intégralité de la plaine alluviale fonctionnelle. L'hypothèse concernant les crues printanières est totalement invalidée car le nombre de crues de cette saison est nettement inférieur à celui de l'hiver. En fait, le premier facteur qui contrôle la genèse des crues est le régime climatique, mais le régime hydrologique moyen est également un facteur important. Au printemps, le module de ces cours d'eau commence à diminuer sensiblement donc un événement pluvieux même intense peut être contenu dans le lit mineur sans qu'il y ait de débordements.

Ces exemples ont donc permis de justifier un des fondements de la méthode hydrogéomorphologique ainsi que son efficacité pour la cartographie des zones inondables. Ces travaux sur deux cours d'eau de deux régions différentes qui présentent des caractéristiques climatiques proches ont également permis de soulever de nouvelles interrogations. En effet, bien que les conditions climatiques soient proches, l'Orbieu présente un nombre de crues inondantes nettement supérieur à celui de l'Ouvèze alors que la période traitée est moins longue. Le fait que deux cas seulement aient été étudiés ne permet pas de trancher pour trouver le critère déterminant qui permettrait d'expliquer ces différences. Cependant, des hypothèses peuvent être émises. En effet, les deux cours d'eau présentent des influences méditerranéennes mais l'Orbieu présente des influences atlantiques alors que l'Ouvèze présente davantage des influences montagnardes. Cette différence peut également être due au rôle des sociétés humaines puisque selon un agent de la DDE du Vaucluse, les aménagements postérieurs à la crue de 1992 sur l'Ouvèze sont efficaces pour lutter contre les crues qui auraient pu déborder en lit moyen. Celles-ci sont dorénavant contenues dans le lit

mineur. La poursuite de ces recherches permettra de vérifier ces hypothèses mais aussi de voir si d'autres n'entrent pas en jeu.

---

## CHAPITRE 4 : LES CONTACTS ENTRE LA ZONE INONDABLE ET L'ENCAISSANT



*Photo 17 : Crue des 12 et 13 novembre 1999 de l'Argent-Double, en amont de Rieux-Minervois.*

Source : Cliché pris par le propriétaire de la distillerie coopérative de Rieux-Minervois, le 13 novembre 1999.



La limite externe de la plaine alluviale fonctionnelle est l'élément clef de la cartographie hydrogéomorphologique. C'est pourquoi le chapitre qui lui sera consacré sera nettement plus développé que les précédents puisque celui-ci se trouve au cœur de nos recherches. Certains des résultats présentés ont déjà fait l'objet d'une publication synthétique (Delorme-Laurent et Ballais, 2006). La définition de cette limite est primordiale notamment lors de l'élaboration de documents réglementaires comme les Plans de Prévention des Risques d'Inondation et les Atlas de Zones inondables (PPRI et AZI). Comme cela a été vu en première partie, d'une manière générale, cette limite est assez facile à déterminer puisqu'elle correspond à la limite externe du lit majeur. Mais apparaissent alors les premières difficultés puisque nous avons vu qu'il existe des lits majeurs ordinaires et des lits majeurs exceptionnels. Il existe donc de nombreux cas où cette limite est plus difficile à définir avec la précision nécessaire à l'établissement des documents réglementaires.

Si dans un premier temps, il était tout à fait acceptable d'avoir un pourcentage de correspondance entre la limite de la zone inondable définie par l'approche hydrogéomorphologique et la limite définie par la zone inondée lors de crues exceptionnelles de plus de 80% ; les éléments évoqués précédemment font qu'il devient nécessaire de s'attarder plus particulièrement sur la cartographie des cas délicats car même s'ils ne représentent qu'une minorité du linéaire, les conséquences d'une erreur de cartographie peuvent être lourdes. En effet, ces espaces se situent généralement dans la partie distale du lit majeur, là où l'aléa est considéré comme faible. Cependant, comme ce n'est pas toujours le cas, le risque peut être d'autant plus important que ces espaces sont urbanisés. Il est donc primordial de définir avec la plus grande précision possible la limite entre la zone inondable et l'encaissant, de définir les nouveaux objets mis en évidence lors des cartographies et de proposer une traduction cartographique pour les différents cas étudiés.

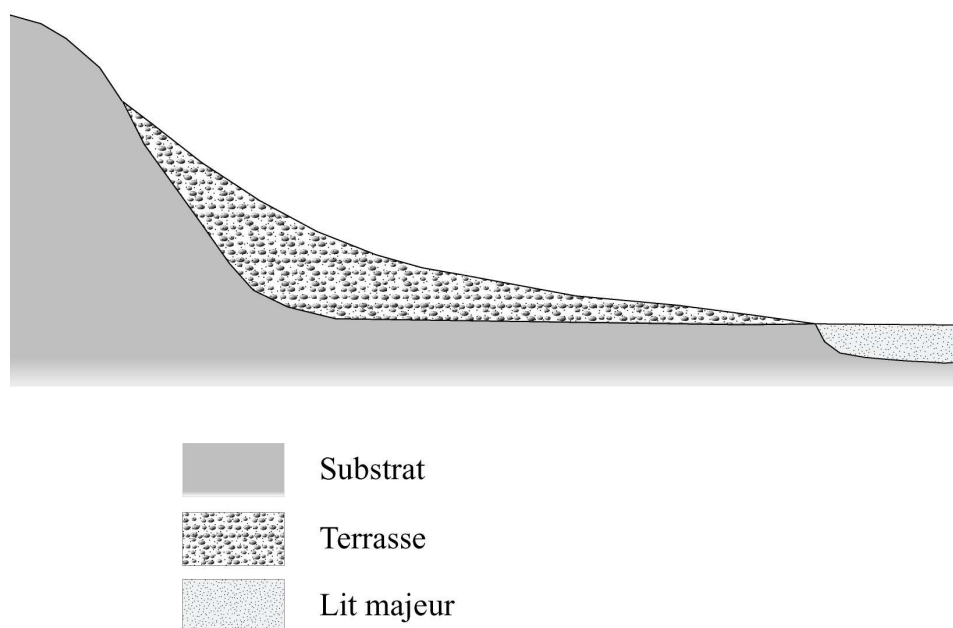
C'est pourquoi nous verrons dans un premier point que la limite externe ne se matérialise pas toujours par un talus net et que certains processus peuvent provoquer un effacement ou une atténuation de la netteté de la limite. Dans un second point, l'existence de **niveaux topographiques intermédiaires** sera mise en évidence et expliquée. En effet, l'étude de ces niveaux est importante puisque la limite externe de la zone inondable ne correspond pas toujours avec celle de la limite externe du lit majeur ordinaire. Il existe des surfaces horizontales ou sub-horizontales (**niveaux topographiques**) situées dans une position intermédiaire (**intermédiaires**) entre la dernière terrasse pléistocène et le lit majeur ordinaire.

## 1. L'effacement de la limite externe

Un effacement progressif de la limite externe de la zone inondable est observé dans certaines situations particulières. Différents processus peuvent entrer en jeu. Ceux-ci provoquent un adoucissement du talus qui sert de limite (par ruissellement diffus) ou ils tendent à le faire disparaître (colluvionnement, exhaussement du lit majeur).

### 1.1. L'adoucissement du talus de la dernière terrasse alluviale pléistocène par ruissellement diffus

L'adoucissement par le ruissellement diffus du talus qui définit la limite externe de la zone inondable est un cas très fréquent qui peut donner lieu à des imprécisions quant à la détermination de cette limite. En effet, les processus de ruissellement diffus permettent une ablation des alluvions au sommet du talus des terrasses puis un transport qui les accumule au pied de ce talus (figure 53). Ce phénomène extrêmement commun fait que le contact entre le lit majeur et la terrasse ne se fait plus par un talus net mais par une longue concavité. Le passage des engins mécaniques pour le labour des parcelles et la mise en culture selon la ligne de plus grande pente accentuent ce processus naturel et adoucissent davantage le talus. Dans cette configuration, la détermination de la limite même si elle est moins nette demeure assez aisée puisque les matériaux de la terrasse sont clairement différents de ceux des lits majeurs, au moins en milieu méditerranéen. En effet, les dépôts des terrasses pléistocènes ont une granulométrie hétérométrique avec des sables en général plutôt grossiers et des galets de tailles variables, alors que les lits majeurs (introduction, 1.1.1.1.3.) ont une granulométrie plus homogène qui s'étend des sables (plus rarement des graviers) aux limons-argiles.



**Figure 53 :** Schématisation de l'adoucissement du talus de la terrasse par action du ruissellement diffus.

Source : Delorme-Laurent, 2007.



D'un point de vue cartographique, dans le cas d'un talus net, la limite externe de la zone inondable est figurée par un trait plein auquel on peut ajouter des barbules afin de donner des renseignements sur le commandement du talus. Dans le cas des talus adoucis par le ruissellement diffus, la limite est fixée à la rupture de pente concave et représentée par des tirets qui permettent d'indiquer que, en fonction de la hauteur atteinte par l'eau lors de l'inondation, la zone inondable peut dépasser la limite fixée en tirets mais sans jamais dépasser le sommet de la concavité.

## 1.2. Le recouvrement par colluvionnement du talus de la terrasse : étude de cas de l'Orbieu au lieu-dit « Les Trois Chemins »

Le colluvionnement est un processus qui agit à différentes échelles. Il peut masquer le talus qui marque la limite entre la zone inondable et l'encaissant ou, il peut recouvrir intégralement des unités géomorphologiques de la plaine alluviale ce qui rend leur identification difficile (ce cas particulier sera développé dans le 2.2.2). Ceci provoque parfois des erreurs de cartographie puisque à l'œil nu, il n'est pas toujours facile de distinguer les colluvions des alluvions, surtout quand celles-ci remanient des formations fines.

Les versants et/ou le substrat qui peut affleurer dans le talus de la terrasse sont sujets à l'ablation (particulièrement ceux composés de roches peu cohérentes). Ainsi, ils sont susceptibles de fournir du matériel qui vient recouvrir et donc masquer le talus de la terrasse. Il s'agit ici d'apports colluviaux qui viennent masquer les formations alluviales.

Pour illustrer ce cas, nous prendrons l'exemple d'une coupe sur l'Orbieu (chapitre 1, 2.2.2.), au lieu dit « Les Trois Chemins », en rive gauche, à l'aval de Ferrals-les-Corbières (figure 60).

### 1.2.1. Description de la coupe étudiée

La difficulté sur ce secteur réside dans le fait que le contact entre la zone inondable et l'encaissant s'effectue par une concavité et non pas un talus net. De plus, cette concavité est due à un phénomène de colluvionnement qui remanie le substrat qui affleure à la base de la terrasse pléistocène. Ce substrat est constitué de molasse marine miocène, formation qui lorsqu'elle est remaniée est difficilement distinguable à l'œil nu des dépôts de lit majeur. Afin de pouvoir fixer efficacement la limite de la zone inondable, une coupe située dans un fossé transversal à la surface colluvionnée a été étudiée. Elle présente cinq dépôts successifs qui se distinguent grâce aux variations de couleur (figure 54).

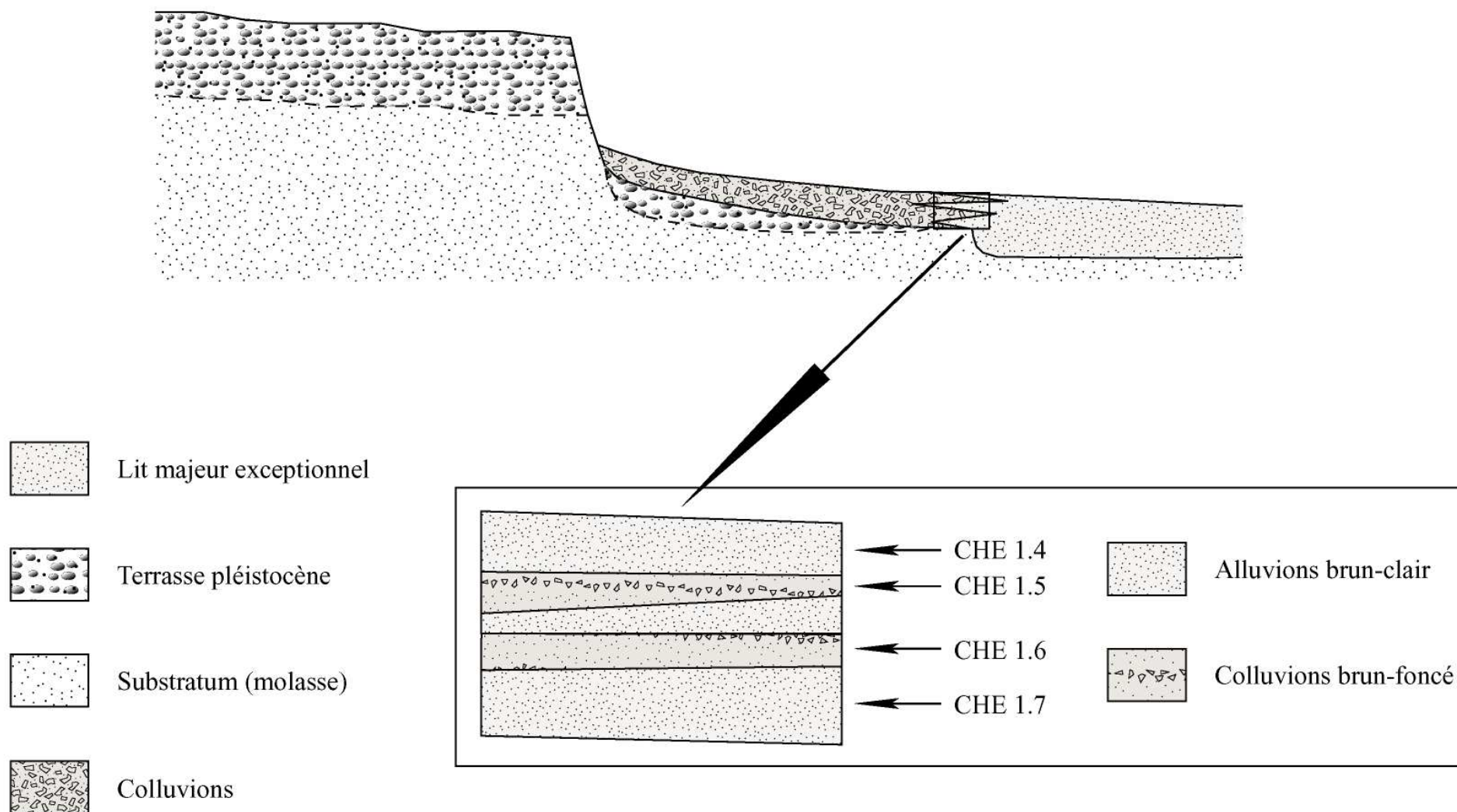


Figure 54 : Schéma de la coupe où ont été prélevés les échantillons au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Source : Delorme-Laurent, 2007.

En effet, une alternance de dépôts brun-foncé et de dépôts brun-clair a été observée, ce qui a permis d'émettre l'hypothèse que cette coupe présente une alternance de dépôts alluviaux et de dépôts colluviaux. Des prélèvements ont été effectués afin de vérifier cette hypothèse. Un premier prélèvement a été effectué en amont de la coupe, dans le substrat (CHE I.1) afin de caractériser celui-ci car, s'agissant de molasse, son faciès est proche de celui des dépôts alluviaux. Un second échantillon (CHE I.2) a été prélevé dans les colluvions qui remanient le substrat pour avoir une référence fiable à laquelle comparer les échantillons prélevés dans la coupe. Un troisième échantillon référentiel (CHE I.3) a été prélevé dans les alluvions brunes. La coupe a ensuite été échantillonnée en essayant de prélever un échantillon à chaque changement de couleur. Malheureusement, un échantillon n'a pu être prélevé du fait de la fine épaisseur du dépôt. Celui-ci aurait dû se situer entre les échantillons CHE I.5 et CHE I.6. Afin de vérifier l'hypothèse émise, les échantillons ont subi une analyse granulométrique (annexe 1.1.2).

### 1.2.2. La texture des échantillons

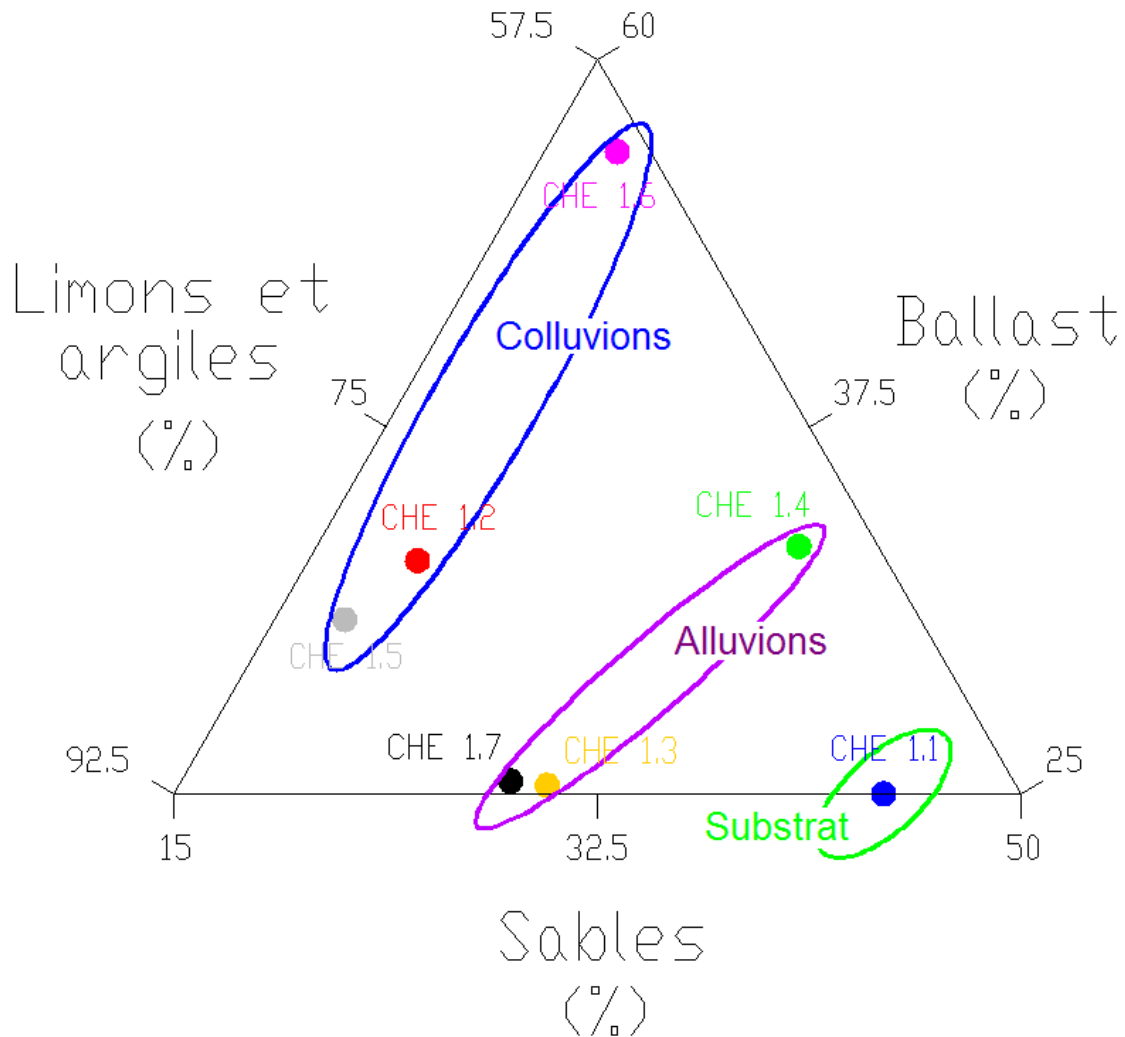
La texture des échantillons est déterminée grâce à l'élaboration d'un diagramme triangulaire (figure 55). Celui-ci permet de distinguer trois ensembles.

Le premier ensemble ne contient qu'un seul échantillon, il s'agit de l'échantillon CHE I.1 prélevé dans le substrat. Ce prélèvement montre une quasi-absence de ballast et un pourcentage de sables et de limons-argiles à peu près similaire. Par sa nature, le fait que cet échantillon soit isolé semble cohérent. Il est à noter que le substrat ne peut fournir d'éléments grossiers donc lorsque les échantillons en présenteront, il pourra s'agir d'apports alluviaux dus à la dynamique longitudinale ou bien d'éléments de terrasse transportés par les dynamiques transversales.

Le second ensemble présente des échantillons qui ont un faible pourcentage de ballast et une texture plutôt limono-argileuse mais avec une part de sable qui atteint les 30%. Dans cet ensemble, il y a l'échantillon qui sert de référence pour les alluvions (CHE I.3). L'échantillon CHE I.4 a effectivement les mêmes caractéristiques que les deux autres échantillons de l'ensemble pour le pourcentage de sable et de limon-argile mais son taux de ballast est supérieur à ceux-ci. Il existe donc un doute quant à son origine alluviale.

Le troisième ensemble présente des échantillons qui ont un pourcentage de ballast supérieur à l'ensemble précédent mais ce qui les distingue le plus, c'est le pourcentage de sable nettement inférieur à 20%. L'échantillon CHE I.6 est excentré par rapport aux deux autres mais il ne diffère que par son pourcentage de ballast. Il est donc possible que cela soit dû à la présence d'un caillou qui a fait augmenter sensiblement le poids de cette fraction.

L'étude de la granulométrie de la fraction sableuse et des différents indices permettra de lever les incertitudes.



**Figure 55 :** Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 1.2.3. La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées

Nous distinguons nettement trois types de courbes et quatre groupes d'échantillons (figure 56).

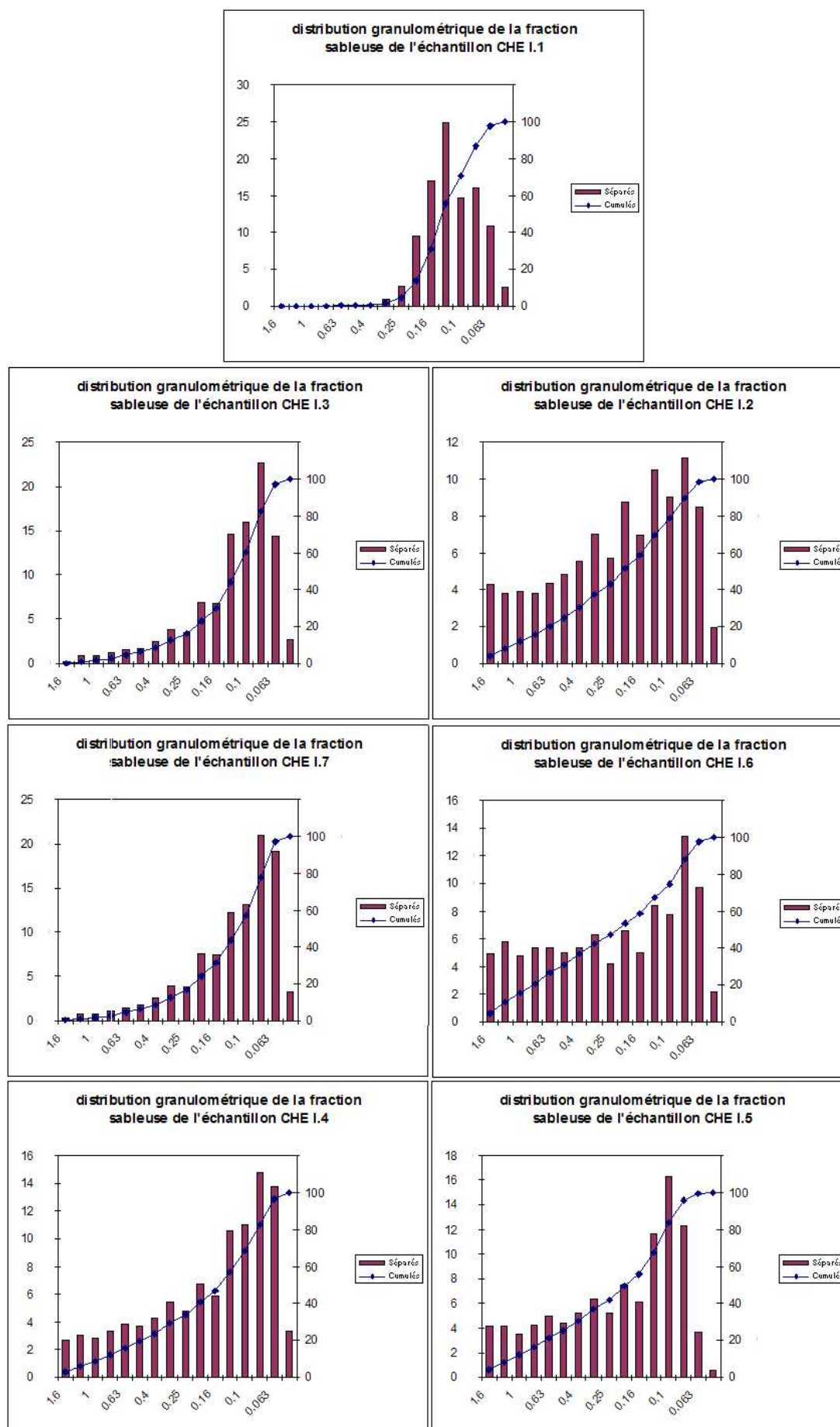
Le premier type concerne l'échantillon CHE I.1 (prélevé sur le substrat) qui présente une courbe de type sigmoïde. Les sigmoïdes (centrées sur les sables moyens) sont typiques d'un hydrodynamisme faible à moyen. Elles résultent d'une sélection limitée à une seule tranche de matériel, correspondant à la partie centrale de la courbe. Ceci est bien représentatif de l'échantillon de substrat puisqu'il s'agit d'un dépôt marin (Berger *et al.*, 1990 ; Ellenberger *et al.*, 1987).

Le second type de courbe est l'hyperbole mais les deux échantillons (CHE I.3 et CHE I.7) présentent une inflexion qui fait que les courbes ont une tendance à la sigmoïde mais moins nette que dans le cas de l'échantillon CHE I.1. Les courbes hyperboliques indiquent une prédominance des particules fines. Elles témoignent de dépôts en eau calme et de dépôts de fin de crue (décantation). L'échantillon CHE I.3 étant un échantillon de référence, nous

savons qu'il correspond à un dépôt de crue en lit majeur exceptionnel, ce qui confirme bien le caractère alluvial et l'hydrodynamisme faible. L'échantillon CHE I.7 présentant les mêmes caractéristiques, il est cohérent de le rattacher aux dépôts du lit majeur exceptionnel.

Le troisième type de courbe a une tendance à la droite. Les droites dénotent une proportion d'éléments fins importante. L'inclinaison de ces droites varie en fonction de cette proportion de particules fines. Ce type de courbe signifie qu'aucune action particulière n'est venue influencer sur le classement (Tricart, 1965). Généralement, elles ne sont pas obtenues lors de l'analyse d'échantillons prélevés dans des secteurs d'eau courante. Elles sont l'illustration de dépôts en vrac sans sélection particulière comme les colluvions. Effectivement dans cette catégorie de courbe, il y a l'échantillon qui sert de référence pour identifier les colluvions (CHE I.2). L'échantillon CHE I.6 présente des caractéristiques similaires, il est donc dû aux dynamiques transversales. Il faut noter que ces échantillons ne présentent pas de droite « parfaite », il est donc nécessaire de rappeler que les dynamiques transversales remanient un substrat dont la courbe caractéristique est de type sigmoïde ce qui influe sur la granulométrie des échantillons étudiés.

Le quatrième groupe est constitué des échantillons pour lesquels il est difficile de trancher. L'échantillon CHE I.4 présente une courbe qui a une légère inflexion qui pourrait le rapprocher des échantillons qui ont une courbe hyperbolique alors que l'échantillon CHE I.5 présente une cassure dans la pente de sa courbe ce qui le rapprocherait davantage des échantillons qui ont une courbe s'approchant d'une droite. Comme l'étude de la texture rattachait cet échantillon aux dépôts colluviaux, il est cohérent que celui-ci reste dans ce groupe.

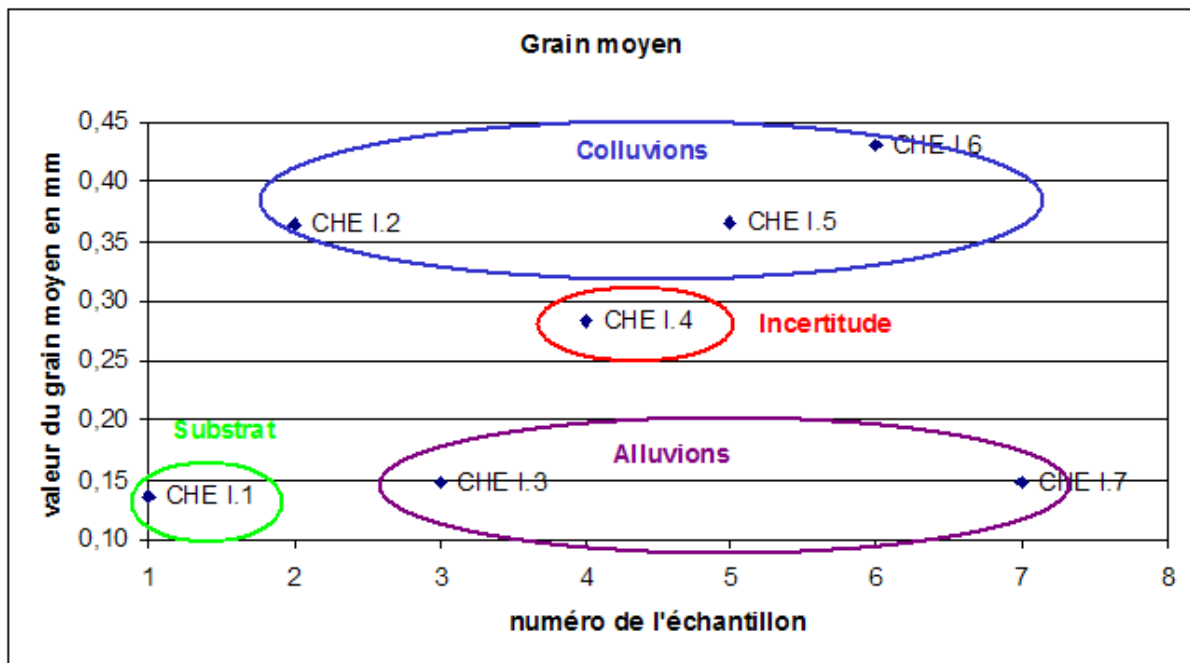


**Figure 56 :** Distribution granulométrique de la fraction sableuse des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». Les valeurs sont exprimées en pourcentages.  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 1.2.4. Les différents indices

### 1.2.4.1. Le grain moyen

L'étude du grain moyen des échantillons (figure 57) permet de distinguer trois échantillons qui ont un grain moyen qualifié de très fin. Il s'agit des échantillons CHE I.1, CHE I.3 et CHE I.7. L'échantillon CHE I.1 définit le substrat. Les deux autres échantillons appartiennent aux dépôts alluviaux. Nous observons également que trois échantillons présentent un grain moyen fin. Il s'agit des échantillons CHE I.2, CHE I.5 et CHE I.6 qui ont été mis en place par une dynamique colluviale. L'échantillon CHE I.4 se situe à la limite entre un grain moyen très fin et un grain moyen fin et graphiquement, il ne se rapproche ni d'un ensemble ni de l'autre.



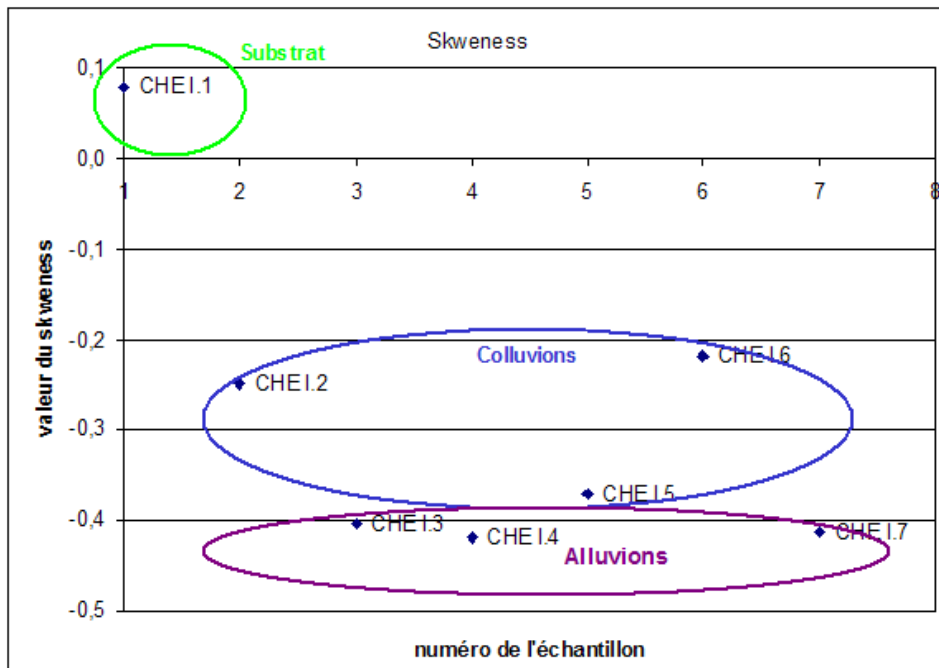
**Figure 57 :** Analyse du grain moyen des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 1.2.4.2. Le coefficient d'asymétrie

L'étude du coefficient d'asymétrie (figure 58) permet de dégager trois groupes. Le premier groupe constitué de l'échantillon prélevé dans le substrat présente une symétrie. Le second groupe a une asymétrie négative. Ces échantillons ont donc une prédominance de particules fines. Le troisième groupe présente une asymétrie très négative ce qui signifie que ces échantillons ont une part des éléments fins encore plus importante que pour le groupe précédent. En tenant compte de cet indice, les échantillons CHE I.4 et CHE I.6 se rattachent respectivement au groupe des dépôts alluviaux et au groupe des dépôts colluviaux.



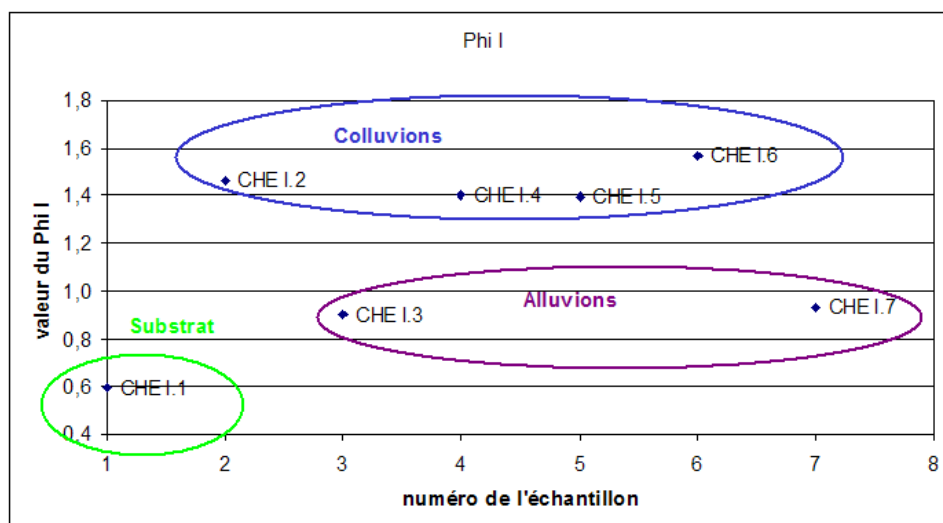


**Figure 58 :** Analyse de l'asymétrie des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 1.2.4.3. L'indice de tri

Si on considère le tri des échantillons (figure 59), on obtient les résultats inverses à ceux obtenus pour l'étude de l'asymétrie pour les échantillons CHE I.4 et CHE I.5. Les échantillons CHE I.1, CHE I.3 et CHE I.7 ont un assez bon classement ce qui est caractéristique de leur caractère alluvial. Tous les autres échantillons ont un classement moyen. Pour des dépôts colluviaux, le classement devrait être médiocre, voire très mauvais, mais le fait que le substrat présente un très bon tri influe sur le classement des échantillons. Le mauvais tri des échantillons CHE I.4 et CHE I.6 fait qu'ils se rapprochent des dépôts colluviaux.



**Figure 59 :** Analyse du tri des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 1.2.5. Conclusion : interprétation de la coupe

Grâce à la comparaison avec les échantillons de référence des analyses granulométriques effectuées sur les dépôts de la coupe, il est confirmé qu'un des échantillons prélevé a un faciès typiquement alluvial (CHE I.7) et que deux autres présentent un faciès typiquement colluvial (CHE I.5 et CHE I.6). En effet, la courbe cumulative des sables des échantillons brun-foncé tend à une droite et ces dépôts présentent une absence de tri ce qui est typique des dynamiques colluviales. La courbe cumulative des sables des échantillons brun-clair tend, quant à elle, à une hyperbole voire une sigmoïde, ce qui témoigne d'une action de tri qui est typique des dépôts de lit majeur. En revanche, pour l'échantillon CHE I.4 bien que de nombreuses indications aillent dans le sens d'un dépôt alluvial, il subsiste un doute. Cet échantillon a été prélevé proche de la surface donc même s'il s'agit effectivement d'un dépôt alluvial, les dynamiques transversales qui fonctionnent encore peuvent l'avoir pollué. L'action des labours peut être une autre hypothèse pour expliquer la complexité de ce faciès car elle perturbe le tri.

Au niveau de cette coupe, on observe une alternance de dépôts alluviaux et de dépôts colluviaux. Les deux dynamiques fonctionnent alternativement. Ces observations permettent de fixer efficacement la limite de la zone inondable et donc d'établir une cartographie la plus juste possible.

### 1.2.6. Résultat cartographique

D'un point de vue cartographique (figure 60), les colluvions sont représentées par un aplat orangé et non par les triangles préconisés par la légende de l'Atlas des Zones Inondables (Ballais, 2006). La limite ici, ne doit pas être figurée en trait plein mais en tirets car selon la hauteur d'eau atteinte, une partie ou la totalité des colluvions peut être recouverte. Si la coupe étudiée n'avait pas été visible, cette limite en tirets aurait été positionnée au niveau de la rupture de pente. Ici, elle sera placée à l'endroit précis où la coupe présente l'alternance d'alluvions et de colluvions.



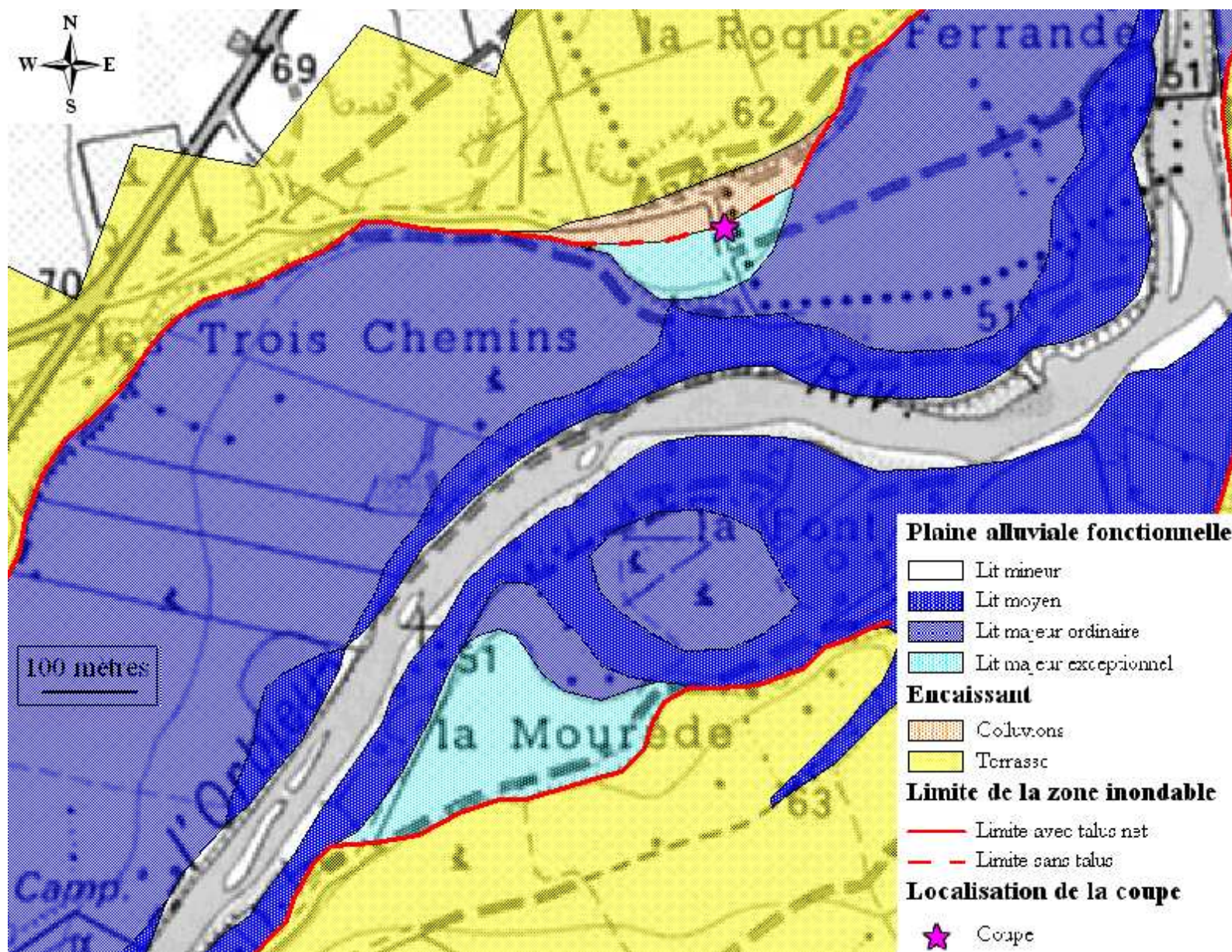
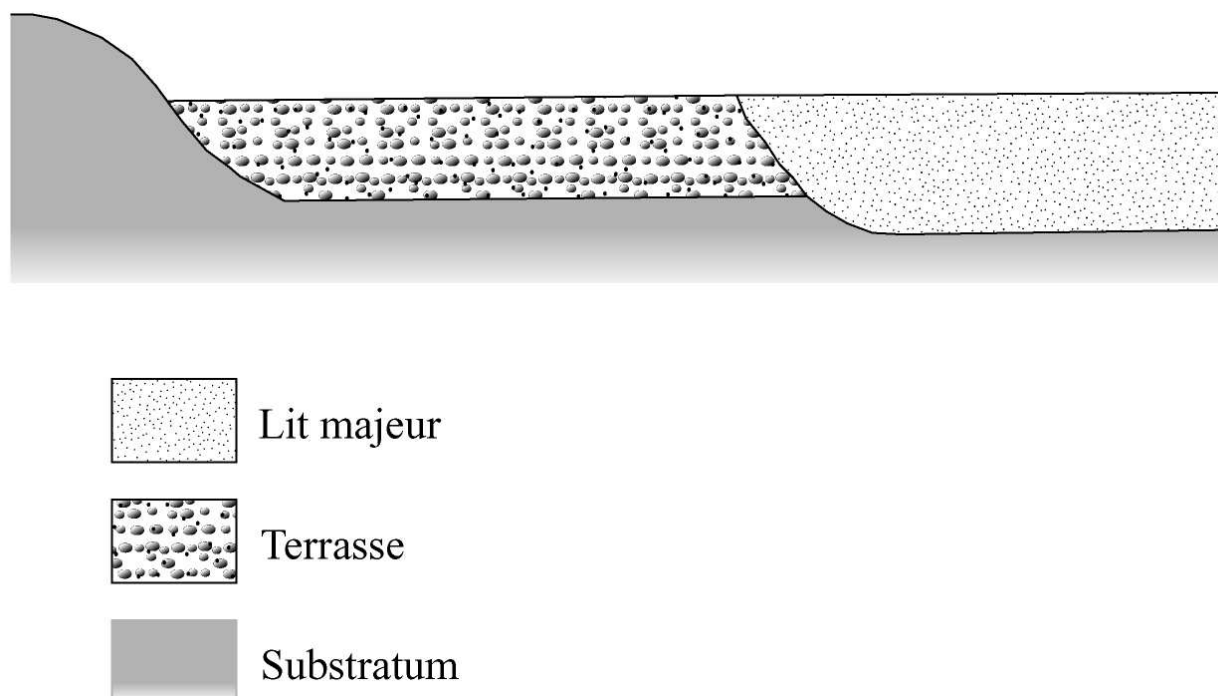


Figure 60 : Cartographie des zones inondables de l'Orbieu au lieu-dit « Les Trois Chemins ».  
Source : Delorme-Laurent, 2007.



### 1.3. L'exhaussement du lit majeur

A force d'accumulation dans les lits majeurs, le niveau topographique de ceux-ci rattrape celui de l'encaissant, permettant alors sa submersion (figure 61). Afin d'illustrer l'exhaussement des lits majeurs, trois exemples seront développés. Les deux premiers montreront à quel point ce phénomène est exacerbé lors qu'il existe des obstacles transversaux dans la plaine alluviale. Il s'agira d'un exemple pris sur l'Ouvèze à Roaix et d'un autre pris sur l'Argent-Double à La Redorte. Le troisième montrera que la sédimentation en lit majeur peut être attestée en conditions naturelles d'écoulement, c'est-à-dire sans obstacle qui pourrait contraindre le dépôt. Pour cette démonstration, les données recueillies sur l'ensemble des plaines alluviales de la Cèze et du Gardon seront utilisées. A travers ces exemples, différentes méthodes seront éprouvées, allant de la simple observation morpho-topographique aux datations archéologiques et isotopiques ( $^{137}\text{Cs}$  et  $^7\text{Be}$ ).



**Figure 61 :** Schématisation de l'atténuation du talus de la terrasse par accumulation dans le lit majeur.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

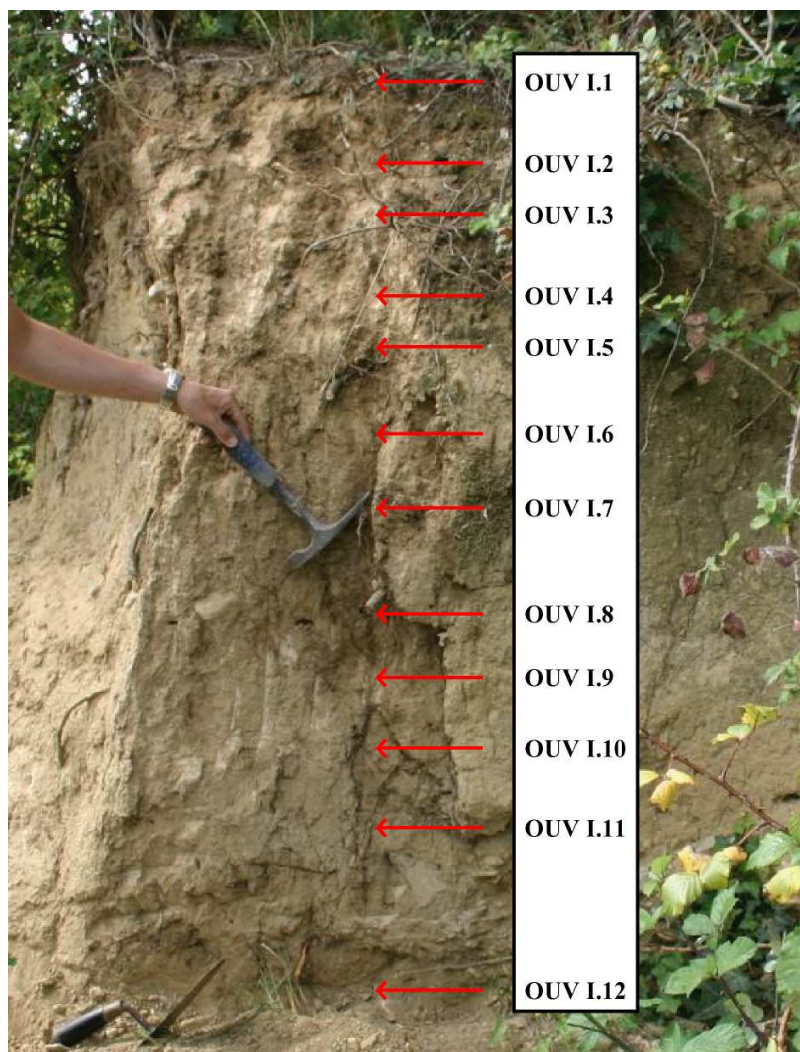
#### 1.3.1. L'exhaussement du lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix

Ce premier exemple (figure 64) a été décrit par Delorme (2004). Ce secteur présente une coupe qui décrit l'évolution de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire et, une route sert de référence pour caler le début de l'accumulation. En effet, le cours d'eau dans ce bief forme un léger méandre et, lors d'inondations, les courants préférentiels traversent le lobe de méandre et le recoupent. La route départementale 7 fait alors barrage aux écoulements, ce qui provoque, à son amont, une sédimentation forcée (ou sursédimentation) dans le lit majeur

ordinaire. L'accumulation a été telle qu'aujourd'hui le niveau topographique du lit majeur ordinaire a atteint celui de la route. A l'aval de la route, on constate lors des crues un processus de *cascading* (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993) : le flot inonde le lit majeur ordinaire puis provoque un surcreusement de la terrasse alluviale à l'aval de la route et une reprise de l'ablation des particules fines ; de ce fait, sur ce secteur, le lit majeur ordinaire se trouve en position topographique supérieure à la terrasse.

#### 1.3.1.1. Description de l'évolution de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze par l'analyse des dépôts de la coupe

Dans son ensemble, la coupe étudiée (figure 64) est très homogène (figure 62), de couleur beige et de texture fine. Dans une matrice limoneuse et très bioturbée, des galets (de 4 à 5 cm en moyenne mais allant jusqu'à 20 cm au maximum) sont observés localement. L'homogénéité de la coupe ne permet pas de distinguer des discontinuités qui témoigneraient de séquences de crue.



**Figure 62 : Coupe présentant l'homogénéité des dépôts constituant le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

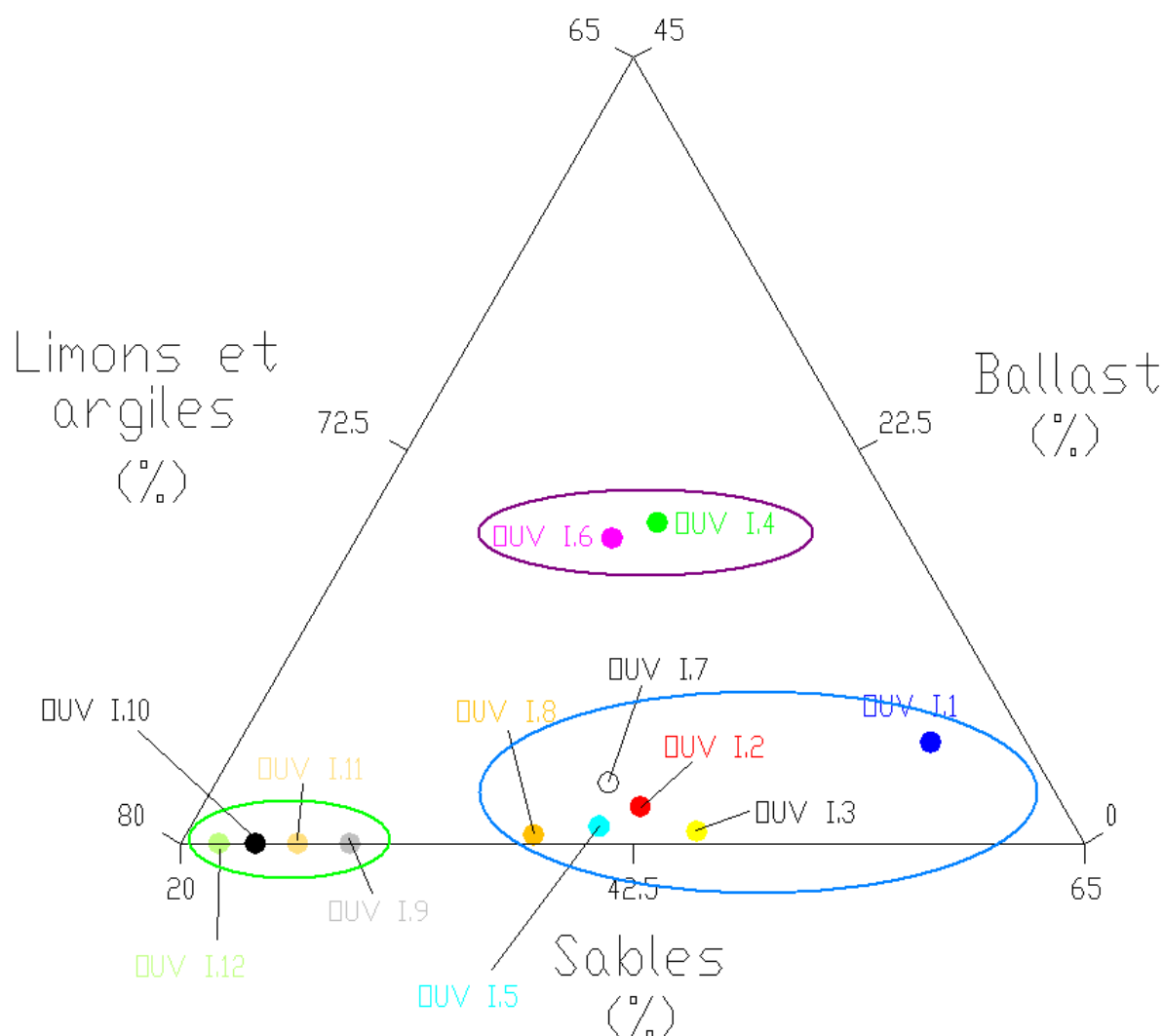
L'analyse de la texture (figure 63) des échantillons prélevés montre qu'en effet, ils présentent peu d'éléments grossiers. Trois ensembles ont été distingués.

Le premier ensemble, constitué des échantillons OUV I.1, OUV I.2, OUV I.3, OUV I.5, OUV I.7 et OUV I.8 est limono-argilo-sableux avec des teneurs en limons-argiles variant de 54 à 62,2% et des teneurs en sables allant de 37,3 à 45,3%. Dans cet ensemble, l'échantillon OUV I.1 est excentré du fait de sa teneur en sable plus importante que pour les autres échantillons.

Le second ensemble, constitué des échantillons : OUV I.9, OUV I.10, OUV I.11, OUV I.12 est aussi limono-argilo-sableux, mais plus fin que le précédent avec des teneurs en limons-argiles variant de 71,6 à 78,1% et des teneurs en sables allant de 21,9 à 28,4%.

Seuls les échantillons du troisième ensemble (OUV I.4 et OUV I.6) sont un peu plus grossiers. Ceci s'explique par la présence de galets. En revanche, leurs quantités relatives de limons et argiles sont proches de celles qui qualifient le premier ensemble.

L'analyse de la texture met en évidence une partie supérieure de la coupe très fine qui est séparée par des sédiments un peu plus grossiers d'une partie inférieure fine mais légèrement moins que les premiers échantillons.



**Figure 63 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

L'analyse de la granulométrie des sables montre une succession de courbes de type sigmoïde qui sont caractéristiques des dépôts de lits majeurs (l'ensemble des analyses granulométriques est disponible en annexe 1.1.3). Le grain moyen qui varie de 0,12 mm à 0,18 mm est qualifié de très fin ce qui montre bien qu'il s'agit de dépôts en eau calme, de type décantation. Ceci se confirme par l'étude des différents indices. En effet, chaque échantillon présente une asymétrie vers les particules fines et un indice de tri assez bon, caractéristiques de ce type de dépôt.

A partir de ces observations précises l'accumulation dans le lit majeur ordinaire sera évaluée en croisant ces résultats avec les indicateurs chronologiques.

### 1.3.1.2. Calcul de la vitesse moyenne de sédimentation dans cette partie du lit majeur ordinaire de l'Ouvèze

Sur ce secteur, la route départementale 7 constitue un obstacle aux écoulements qui traversent le lobe du méandre. Les fondations de la route reposent sur les dépôts de la terrasse (d'après la coupe dans le fossé à l'aval de la route). Donc l'accumulation des dépôts de lit majeur ordinaire est postérieure à la construction de la route. Ces observations permettent à Delorme (2004) de calculer une vitesse moyenne de dépôt. L'échantillon le plus profond a été prélevé à 143 cm donc l'auteur a considéré que l'épaisseur totale des dépôts était de 150 cm. D'après le cadastre napoléonien, la voie de communication existait déjà au début du XIX<sup>ème</sup> siècle. L'auteur indique que malheureusement l'année d'établissement du cadastre n'a pas pu être déterminée mais que, d'après les dates de réalisation d'autres cadastres, ceux-ci dateraient tous de la première moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle. Ainsi, l'année 1825 a été prise comme année moyenne pour effectuer les calculs. En prenant ces valeurs, l'accumulation moyenne dans le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix est donc de 0,9 cm par an.

Des recherches ultérieures ont montré que la route a été construite en 1856 (Delorme-Laurent et Ballais, 2006). Ainsi, le taux de sédimentation dans le lit majeur ordinaire est ré-évalué plus justement. Il atteint donc la valeur de 1,01 cm par an. Cependant, il faut garder à l'esprit que ce calcul ne donne qu'un ordre de grandeur car il est le résultat de plusieurs approximations.

La construction de la route a été un facteur aggravant de la sédimentation et sa présence explique que le lit majeur ordinaire est aujourd'hui à une altitude plus haute que celle de la terrasse. La terrasse est donc devenue inondable par exhaussement du lit majeur ordinaire. Il est donc important de préciser quelles en seront les conséquences cartographiques.

### 1.3.1.3. Interprétation cartographique

D'un point de vue cartographique (figure 64), dans un premier temps, nous aurions choisi un aplat jaune pour figurer la terrasse et un aplat bleu pour le lit majeur ordinaire (Ballais, 2006). Mais l'étude ci-dessus montre qu'aujourd'hui cette terrasse, naguère non inondable par définition, est devenue inondable. Il faut donc adapter le figuré cartographique et cartographier cet espace comme un lit majeur ordinaire puisqu'il fonctionne comme tel actuellement.



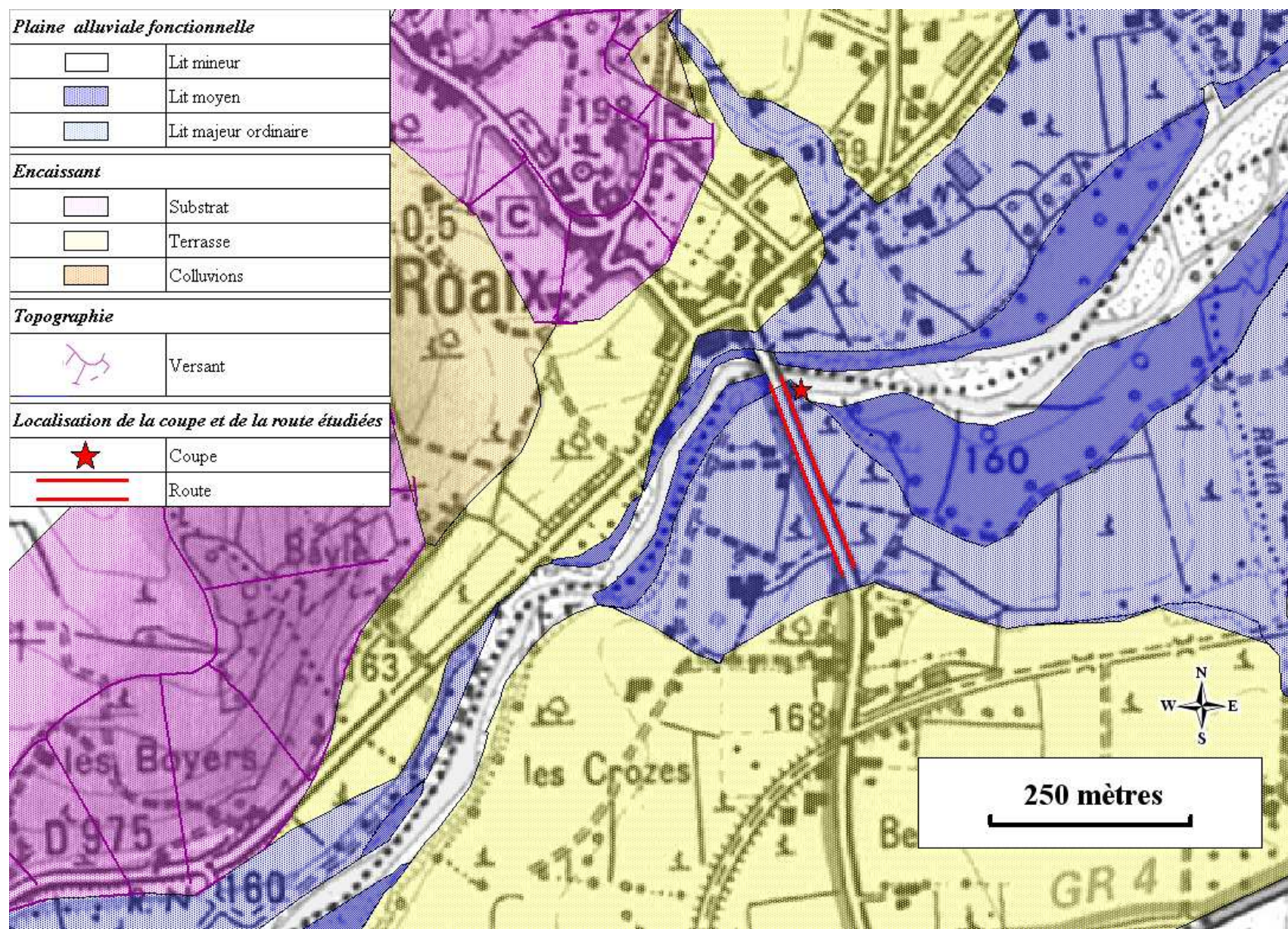


Figure 64 : Cartographie hydrogéomorphologique de l'Ouvèze à Roaix.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2002.



### 1.3.2. L'exhaussement du lit majeur ordinaire de l'Argent-Double à La Redorte

De nombreuses études ont été menées sur l'Argent-Double, notamment depuis les crues de 1999 qui ont affecté l'ensemble du bassin-versant de l'Aude et de ses affluents (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2002 ; Chave, 2003 ; Chave, Ballais, 2006 ; Laurent, 2003 ; Delorme-Laurent, Ballais, 2006). Nous disposons ainsi d'un corpus important sur la dynamique actuelle, corpus qui peut servir de référence pour l'interprétation du passé récent. De plus, le Canal du Midi est un obstacle transversal au lit majeur ordinaire dont on connaît la date de mise en service (1681) ce qui permet de mettre en évidence l'exhaussement du lit majeur ordinaire et donc de préciser l'évolution du cours d'eau depuis la fin du XVII<sup>ème</sup> siècle (Delorme, 2004 ; Delorme *et al.*, soumis). En effet, la différence altitudinale dans ce lit majeur ordinaire entre l'amont et l'aval du canal (Chave, 2002 et 2003; CETE - DHACE, 2003) montre que la sédimentation y est indiscutable. L'existence d'autres structures archéologiques plus récentes, ainsi que l'utilisation des cosmonucléides permettent de montrer que le lit majeur ordinaire s'exhausse effectivement depuis plus de trois siècles. La précision des repères chronologiques permettra d'estimer des rythmes de sédimentation.



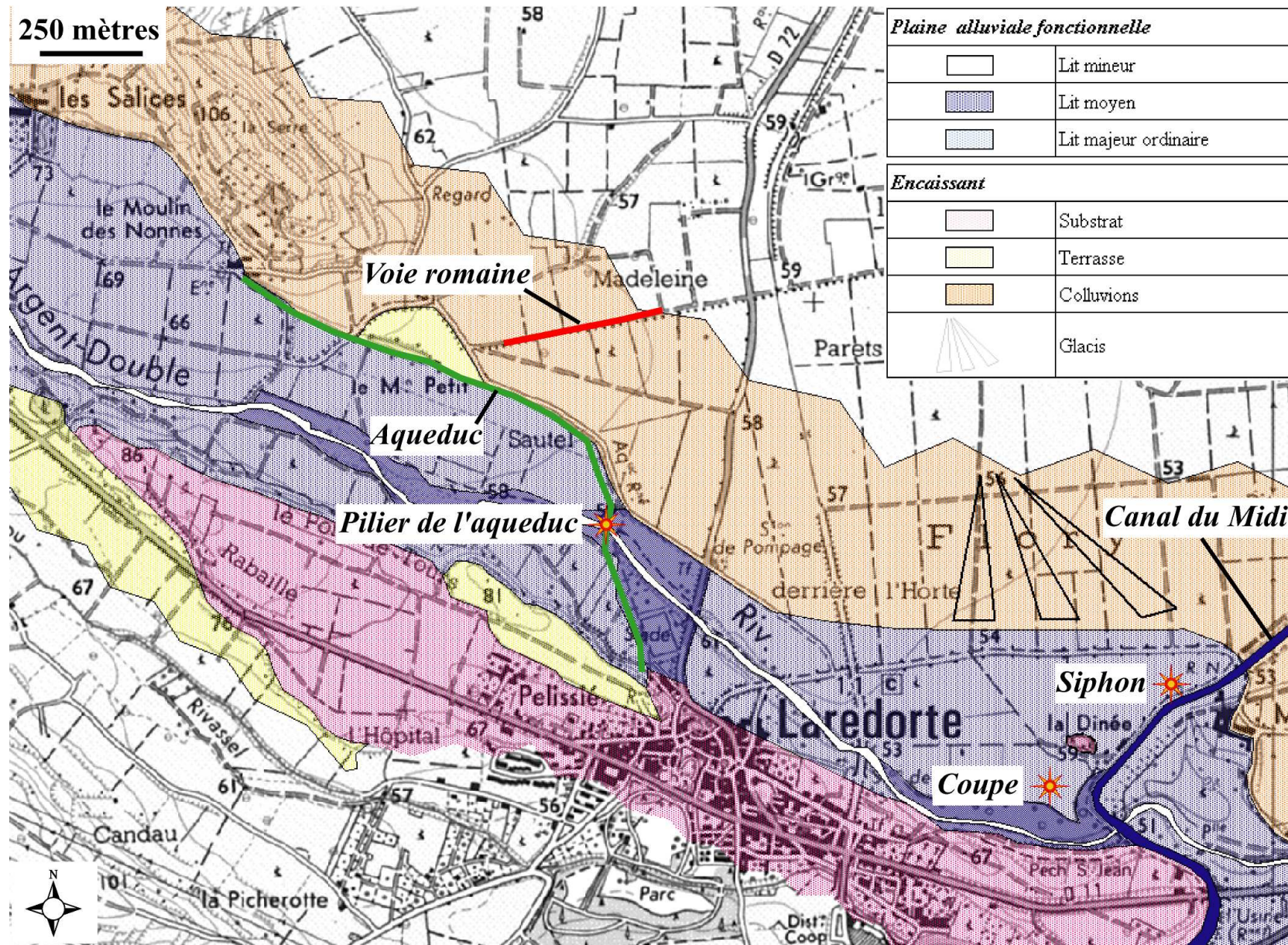


Figure 65 : Cartographie hydrogéomorphologique de l'Argent-Double à La Redorte.

Source : Delorme-Laurent, 2007.



### 1.3.2.1. Description de l'évolution de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double par l'analyse des dépôts de la coupe

Dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double, il n'existait pas de coupe exploitable. Une tranchée d'environ 4 m sur 4 m et de 2,30 m de profondeur (photo 18 et figure 65) a été creusée et le niveau de la nappe a affleuré à environ 2 m de profondeur.



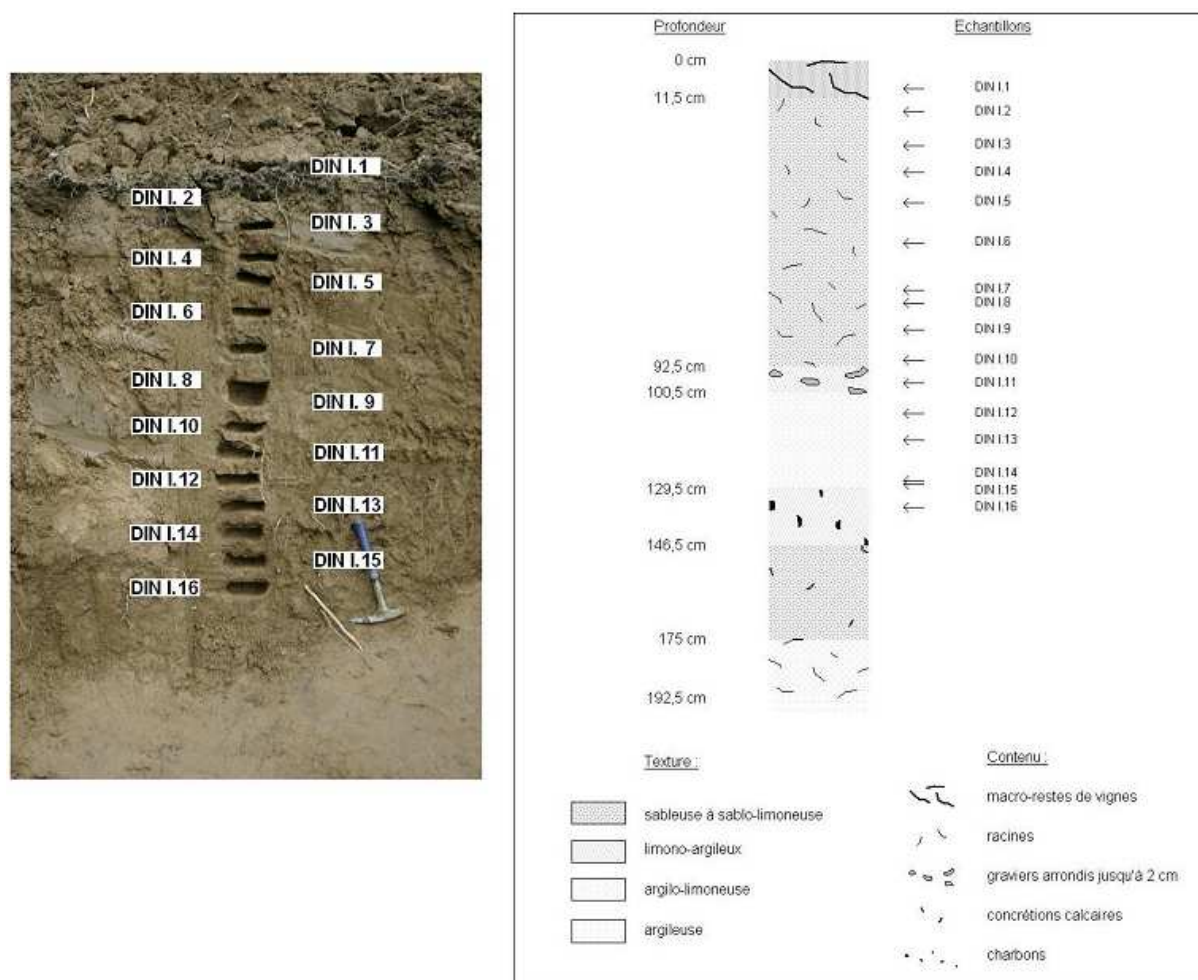
**Photo 18 :** Tranchée effectuée à la pelle mécanique dans le lit majeur ordinaire en rive gauche de l'Argent-Double à La Redorte, à proximité de la Dinée.

Source : Delorme, 2004.

Dans sa globalité, la coupe obtenue (figure 66) a un aspect assez homogène (structure massive et texture fine), ce qui rend très difficile une analyse détaillée de la sédimentation. De nombreux restes de vigne suggèrent la présence de la viticulture depuis le début de la sédimentation. Comme aucune différence granulométrique n'était visible, l'échantillonnage a été réalisé à chaque changement de couleur ou de texture, ou à intervalles réguliers dans les épaisseurs les plus homogènes (Delorme, 2004. Delorme *et al.*, soumis).

Jusqu'à une profondeur d'environ 11,5 cm par rapport à la surface, le matériel est plus foncé que pour le reste de la coupe. Il s'agit de la partie labourée qui est riche en matière organique puisqu'on y trouve même des macro-restes de vignes. Jusqu'à 92,5 cm, la coupe est très homogène, avec une texture sablo-limoneuse. A 89 cm, un niveau plus fin (argilo-limoneux) riche en racines (vivantes et mortes) a été observé. Juste au-dessous (jusqu'à 100,5 cm), un niveau nettement plus grossier a été identifié. Celui-ci est relativement riche en graviers arrondis (jusqu'à 2 cm) dans une matrice limono-argileuse. Le matériel devient ensuite plus fin (argilo-limoneux). A 129,5 cm, il existe un niveau limono-argileux à structure motteuse qui est riche en charbons. Un niveau de feu a été observé à une profondeur de 135 cm. Celui-ci contient des charbons, des brindilles et des sarments de vignes brûlés (mais suffisamment intacts pour être identifiés) et des fragments de sole rougie par le feu. Ces éléments sont le résultat de pratiques courantes dans la viticulture : lors de l'entretien annuel des vignes, les sarments sont coupés après chaque vendange, regroupés et brûlés en bordure

de parcelle. Ce niveau correspond donc à un niveau de stabilité d'au moins un an. Dans l'état actuel des recherches, il est impossible d'être plus précis. Entre 135 et 146,5 cm, le sédiment est plus sableux et contient des concrétions calcaires (qui se sont formées autour de racines, d'après leur forme). Une période suffisamment longue est nécessaire à l'élaboration de telles concrétions. C'est pourquoi l'hypothèse que ces dernières ne soient pas autochtones a été émise : ces concrétions auraient été remaniées par les crues. De 146,5 à 175 cm, la structure du sédiment argilo-limoneux devient massive à grenue et les racines de vignes, vivantes et mortes, abondent. A partir de cette profondeur et jusqu'à 192,5 cm, le sédiment est nettement argileux, de couleur brun-rosé et il contient de petits cailloutis anguleux, de taille centimétrique. La base de la coupe (entre 192,5 et 197,5 cm) présente un niveau argileux nettement rougeâtre sur un niveau argileux gris. Sous le niveau supérieur de la nappe phréatique, le fond de la tranchée était caractérisé par la présence de graviers très nombreux (à 2,25 m), qui ont été considérés comme contemporains des fondations du Canal du Midi : ces graviers observés à l'amont du canal, se situent à une profondeur qui correspond à la différence d'altitude entre l'amont et l'aval du Canal. Il a donc été établi, qu'à quelques centimètres près, ce niveau correspond au niveau de fondation du Canal.

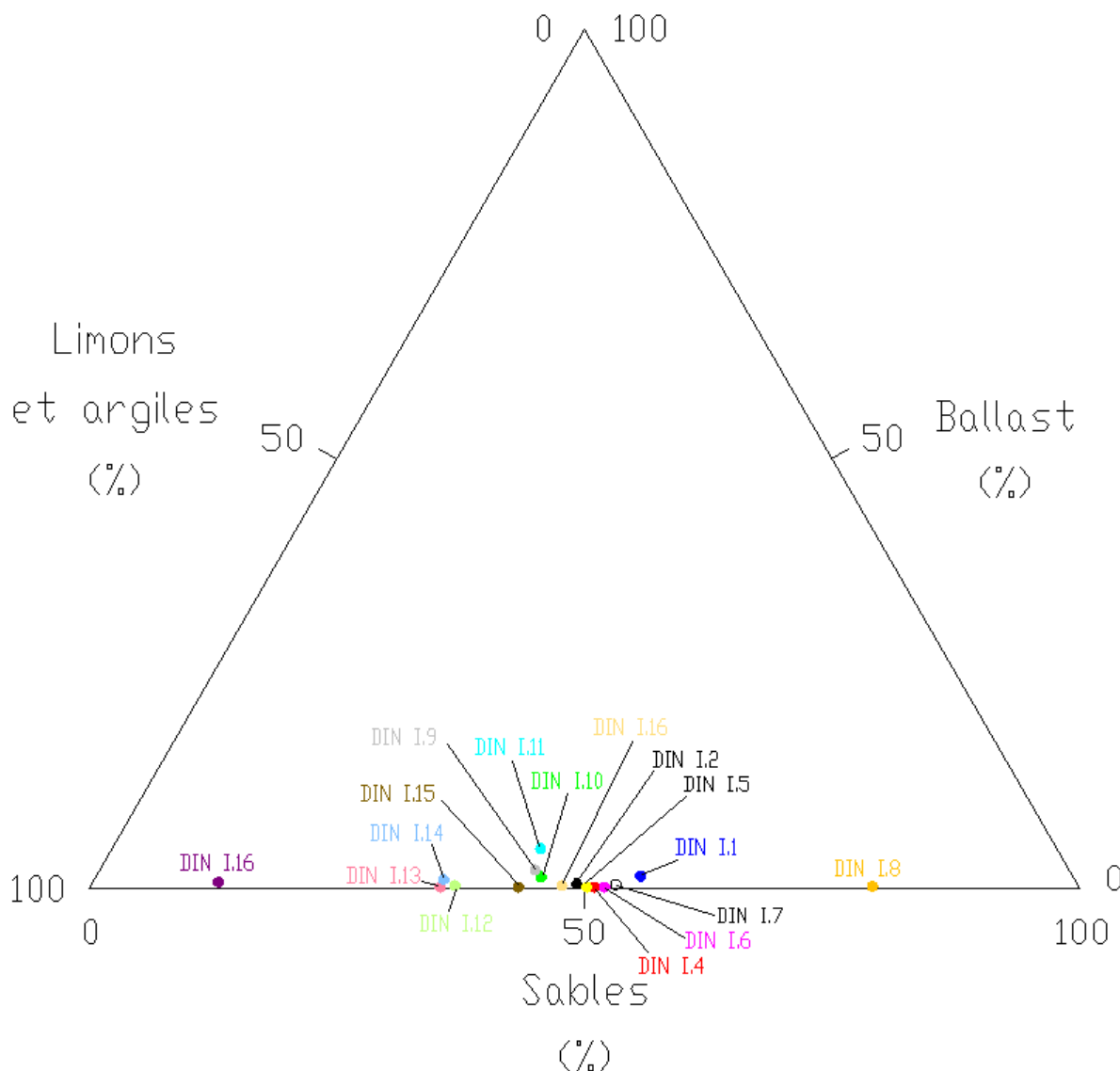


**Figure 66 :** Coupe dans le lit majeur ordinaire de rive gauche de l'Argent-Double au lieu-dit « La Dinée ».

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

L'analyse de la texture (figure 67) confirme que d'une manière générale, tous les échantillons contiennent très peu de ballast. Les textures varient d'argilo-limono-sableuses à

sablo-argilo-limoneuses. Pour la majorité des échantillons, la teneur en sables et en limons-argiles est à peu près équivalente. Malgré cette homogénéité, il est possible de voir que les échantillons DIN I.12, DIN I.13 et DIN I.14 sont un peu plus fins, avec une part plus importante de limons-argiles (62,9 à 64,5 %) par rapport aux sables. Aux deux extrémités du graphique, deux échantillons se distinguent : l'échantillon le plus en profondeur (DIN I.16) qui est le plus fin (86,6 % de limons-argiles) et l'échantillon DIN I.8 qui présente 79% de sables.



**Figure 67 : Diagramme triangulaire représentant la texture des échantillons DIN I.1 à DIN I.16 prélevés dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double au lieu-dit « La Dinée ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

D'après l'analyse granulométrique de la fraction sableuse (annexe 1.1.1), tous les échantillons présentent des courbes de type sigmoïde qui sont caractéristiques des dépôts de lit majeur (analyses en annexe 1.1.3). Ceci est confirmé par l'étude des différents indices. La plupart des échantillons présentent une asymétrie plus ou moins marquée vers les particules les plus fines. Tous les échantillons ont un grain moyen très fin sauf pour l'échantillon DIN I.11 qui est le plus grossier et qui a donc un grain moyen fin. La majorité des échantillons

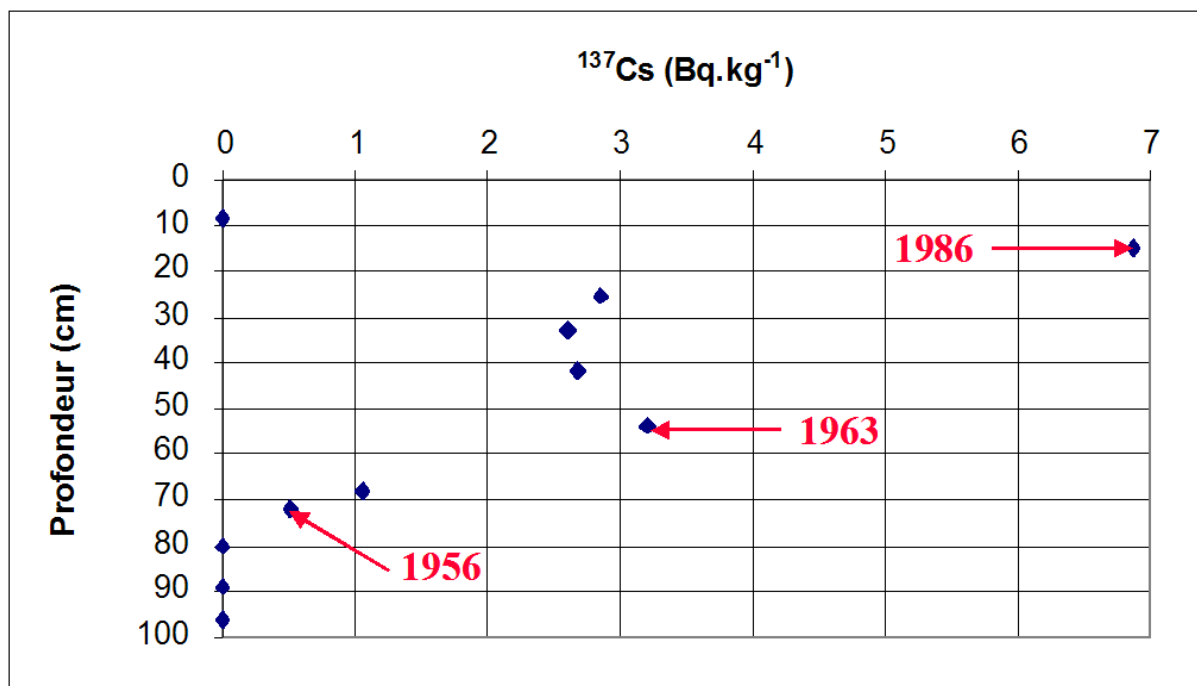
présente un classement assez bon à bon sauf pour les échantillons DIN I.9, DIN I.10 et DIN I.11 qui ont un tri médiocre.

A partir de ces observations précises, il est donc possible d'estimer l'accumulation dans le lit majeur ordinaire en croisant dans un premier temps ces résultats avec ceux obtenus par le comptage du  $^{137}\text{Cs}$ . Dans un second temps, une échelle temporelle plus large que celle qui est étudiée par l'analyse du  $^{137}\text{Cs}$  sera développée.

### 1.3.2.2. Les rythmes de sédimentation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double

#### 1.3.2.2.1. Détermination des rythmes de sédimentation par les comptages du $^{137}\text{Cs}$

##### 1.3.2.2.1.1 Résultats des comptages



**Figure 68 :** Evolution de la quantité de  $^{137}\text{Cs}$  en fonction de la profondeur  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

Les premières traces de  $^{137}\text{Cs}$  apparaissent uniquement à partir de DIN I.8, soit à 72 cm de profondeur (figure 68) ; ceci correspond aux premières retombées de  $^{137}\text{Cs}$  qui sont dues aux essais des bombes thermonucléaires datant de 1956 (chapitre 2, 3.1.2.). Puis les quantités mesurées augmentent nettement pour atteindre un premier pic à 54 cm de profondeur (DIN I.6). Ceci correspond au premier pic de retombées contemporain de l'année du *Nuclear Test Ban Treaty* soit 1963. Les valeurs connaissent ensuite une légère baisse de DIN I.5 à DIN I.4. Cependant, il faut noter que les teneurs restent tout de même assez importantes par rapport aux autres échantillons (2,6 Bq.kg<sup>-1</sup> pour DIN I.4). A partir de 25 cm, une légère augmentation est amorcée qui s'accélère ensuite très fortement pour atteindre le pic



de l'échantillon prélevé à 15 cm (6,87 Bq.kg<sup>-1</sup>). Cette très forte teneur est attribuée à l'accident de Tchernobyl de 1986. En surface (8 cm), l'échantillon DIN I.1 ne contient pas de <sup>137</sup>Cs. Cette valeur nulle est difficilement explicable puisque depuis 1986, les dépôts auraient dû recevoir de nouvelles retombées atmosphériques ou des apports par la crue de 1999.

#### 1.3.2.2.1.2

#### *Interprétation des comptages*

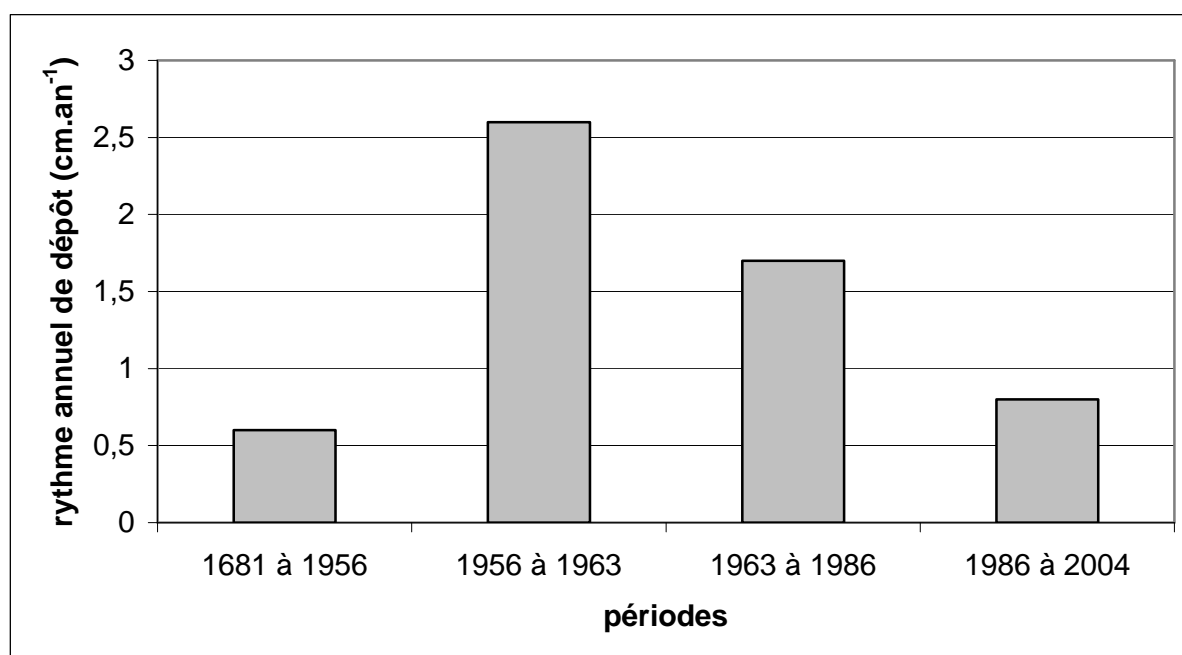
Les fondations du Canal du Midi sont enfouies sous 225 cm de dépôts. Ceci permet de calculer le rythme moyen annuel de sédimentation qui est de 0,7 cm/an (tableau 16). Mais les comptages du <sup>137</sup>Cs apportent des précisions sur la variabilité de ce rythme. Au moins les 72 cm supérieurs de l'accumulation constituant le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double se sont déposés postérieurement à 1956. D'une manière plus précise, les 15 premiers centimètres sont des dépôts survenus après 1986. Les témoignages recueillis (Delorme, 2004) précisent qu'il y a eu trois crues entre 1986 et 2004 (1987, 1996 et 1999). Il y a donc eu une moyenne de 5 cm de dépôts par crue ou de 1,25 cm par an depuis 1987 (tableau 16). Entre 1963 et 1986, les dépôts ont une épaisseur de 39 cm, ce qui donne une vitesse moyenne de 1,7 cm par an. De même, 18 cm se sont accumulés entre 1956 et 1963, soit une vitesse moyenne de 2,6 cm par an. Pour la partie la plus en profondeur (à partir des graviers situés à 2,25 m) et les dépôts datés de 1956, l'accumulation atteint une valeur de 153 cm en 275 ans, soit une moyenne de 0,6 cm par an.

<b>Périodes</b>	<b>Rythme annuel (cm.an<sup>-1</sup>)</b>	<b>Rythme par crue (cm.crue<sup>-1</sup>)</b>
1681 à 1956	0,6	non calculable
1956 à 1963	2,6	non calculable
1963 à 1986	1,7	non calculable
1986 à 2004	0,8	5
1681 à 2004	0,70	non calculable

**Tableau 16 : Les taux d'accumulation sur quatre périodes entre 1681 et 1999**

Source : Delorme, 2004.

Les taux annuels moyens de sédimentation ont connu une hausse globale entre les périodes 1681-1956 et 1956-1963 (figure 69). Ces moyennes ne préjugent évidemment pas des nombreuses fluctuations qui ont pu affecter la sédimentation entre 1681 et 1956. Pour les trois périodes suivantes, la sédimentation est en baisse. Pour expliquer cette diminution, différentes hypothèses ont été émises. Les crues auraient des débits de moins en moins forts et ne rempliraient plus entièrement la plaine alluviale fonctionnelle ou ce secteur ne bénéficierait plus des apports sédimentaires. L'autre hypothèse est que les crues seraient devenues plus sporadiques ou moins chargées en particules fines.

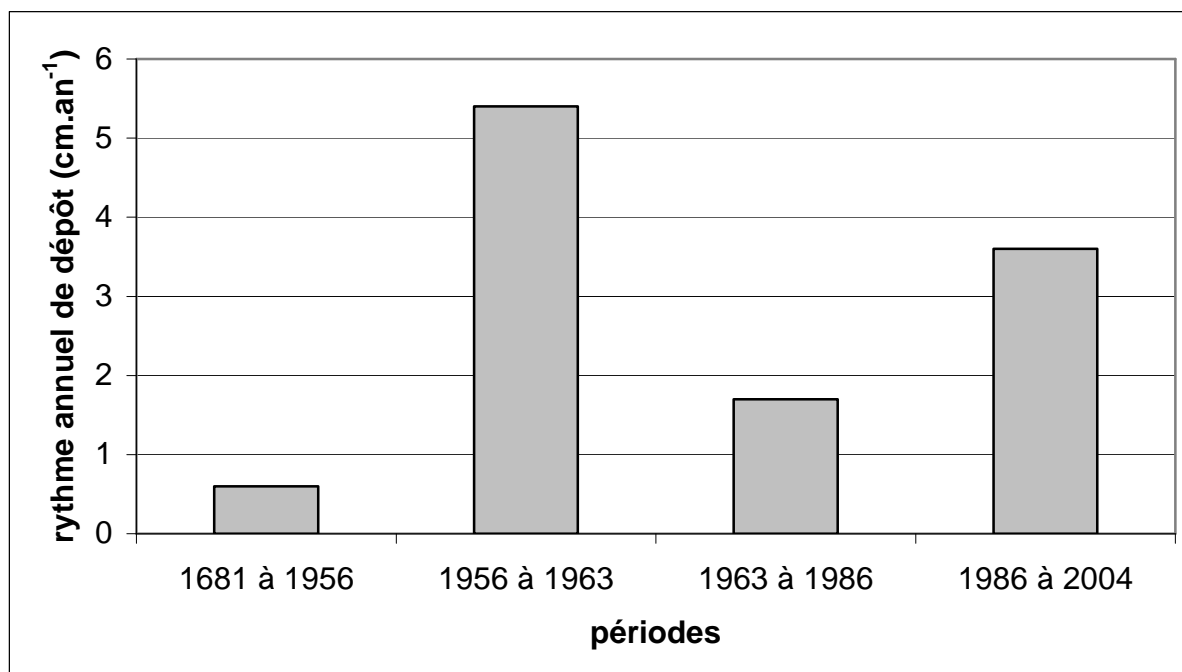


**Figure 69 : Variations des taux annuels de sédimentation dans le lit majeur de l'Argent-Double entre 1681 et 2004**

Source : Delorme, 2004.

Si l'on considère le fait que les agriculteurs riverains de l'Argent-Double pratiquent des enlèvements du matériel déposé après chaque grande crue afin de le rapporter aux endroits où il y a eu de fortes ablations, l'évolution de la sédimentation change (figure 70). Les collets des pieds de vigne se situent au niveau du sol actuel. Ceci témoigne d'une absence d'évolution (entaille ou accumulation) qui est contradictoire avec les observations précédentes. L'enlèvement de matériel explique cette contradiction et justifie le maintien du niveau topographique.

Les témoignages suggèrent que ces pratiques existent depuis une cinquantaine d'années. Par exemple, pour les années 1950, le témoignage de M. Estampe (propriétaire de vignes et de pépinières à La Redorte qui a fourni lui-même les engins agricoles nécessaires à l'évacuation et au transport de plusieurs tonnes de sédiments accumulés sur ses terres) évoque des enlèvements de matériaux de l'ordre de 20 cm. De même, après la crue de 1999, une cinquantaine de centimètres de dépôts a été enlevée dans le lit majeur à l'emplacement de la coupe. Il est donc nécessaire de considérer que les épaisseurs sont faussées pour la période de 1956 à 2004. En revanche, de tels enlèvements de matériaux n'ont certainement pas pu être effectués entre 1681 et 1956, faute de moyens mécaniques indispensables à ces pratiques. Les rythmes de sédimentation calculés pour cette période sont donc à revoir à la hausse. 20 cm de dépôts ont donc été rajoutés pour la période de 1956 à 1963 et 50 cm pour celle de 1986 à 2004.



**Figure 70 :** *Variations des taux annuels de sédimentation dans le lit majeur de l'Argent-Double entre 1681 et 2004 (en considérant les enlèvements de matériel).*

Source : Delorme, 2004.

Les enlèvements de matériel ne concernant pas les périodes 1681-1956 et 1963-1986, les constatations précédentes restent valables. En revanche, sur les deux autres périodes, les rythmes annuels de dépôt sont réévalués à la hausse. En effet, les taux moyens pour les périodes 1956-1963 et 1986-2004 passent respectivement à 5,4 cm par an et 3,6 cm par an. Le changement principal à constater est que l'on n'observe plus de tendance à la baisse entre 1956 et 2004. Effectivement, le taux annuel moyen baisse de la deuxième période à la troisième, mais il remonte de la troisième à la quatrième. Il n'est finalement pas possible de dégager de tendance.

Les deux dernières périodes montrent que les vitesses de dépôts augmentent entre 1963 et 2004. Sur la dernière période, le cours d'eau a connu trois inondations en 1987, 1996 et en 1999. Le fort taux peut donc être mis en relation avec le nombre d'événements. A l'inverse, sur la période précédente (1963-1986), le nombre d'événements sédimentogènes n'a été mis en évidence. Toutefois, la probabilité que celui soit supérieur à 3 (nombre d'événements sédimentogènes sur la période 1986-2004) est faible. Effectivement, le département de l'Aude n'a enregistré que 2 événements majeurs (en 1966 et en 1970, d'après [www.aude.pref.gouv.fr](http://www.aude.pref.gouv.fr)). Si effectivement, le nombre d'événements ayant eu lieu sur cette période est moins important que pour la période suivante alors que les durées des périodes sont assez proches, il semble logique que les taux soient moins importants.

L'importance de l'accumulation au cours de la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle s'observe également plus à l'amont, sur le territoire de Trausse, où elle atteint 1 mètre depuis l'installation de la décharge publique. Lors de la crue de 1999, un chenal s'est entaillé de 2 m dans le lit majeur ordinaire qui occupe une rive convexe de méandre, en rive droite, en face du moulin de Pautard. La coupe ainsi dégagée a permis d'observer des fragments de plastique (issus de la décharge publique) à environ 1 mètre de profondeur (Chave, communication orale).

Le deuxième calcul est plus en accord avec l'évolution récente de l'occupation du sol dans le bassin-versant. En effet, l'extension de la vigne au cours de la deuxième moitié du

XX<sup>ème</sup> siècle, sa concentration dans les parties basses, connectées au réseau hydrographique et les pratiques culturelles qui l'affectent (en particulier, labours dans le sens de la pente) conduisent à maintenir, voire à augmenter une fourniture importante de matériel par érosion des sols, donc à permettre des taux croissants d'accumulation dans le lit majeur depuis 1963. En considérant les repères temporels fournis par les différents ouvrages, ces calculs seront précisés davantage.

#### 1.3.2.2.2. Amélioration de la connaissance de la rythmicité de la sédimentation par la prise en compte d'un ouvrage fournissant un repère temporel

En rive gauche, la plaine alluviale fonctionnelle est en contact avec un vaste glacis. Au cours de son extension latérale, elle a complètement entouré la butte de molasse de la Dinée (figure 65), phénomène rare mais également observé lors de la crue de 2002 sur l'Esquielle (Aimon, 2003), affluent du Gardon, et sur le Gardon lui-même à Sainte Anastasie (Chave *et al.*, soumis). Les eaux drainées par le glacis rejoignent le lit majeur et se retrouvent ensuite bloquées au niveau du Canal du Midi, comme le montre la Carte du Canal Royal de Languedoc dressée par Nicolas de Fer en 1716 (figure 71).



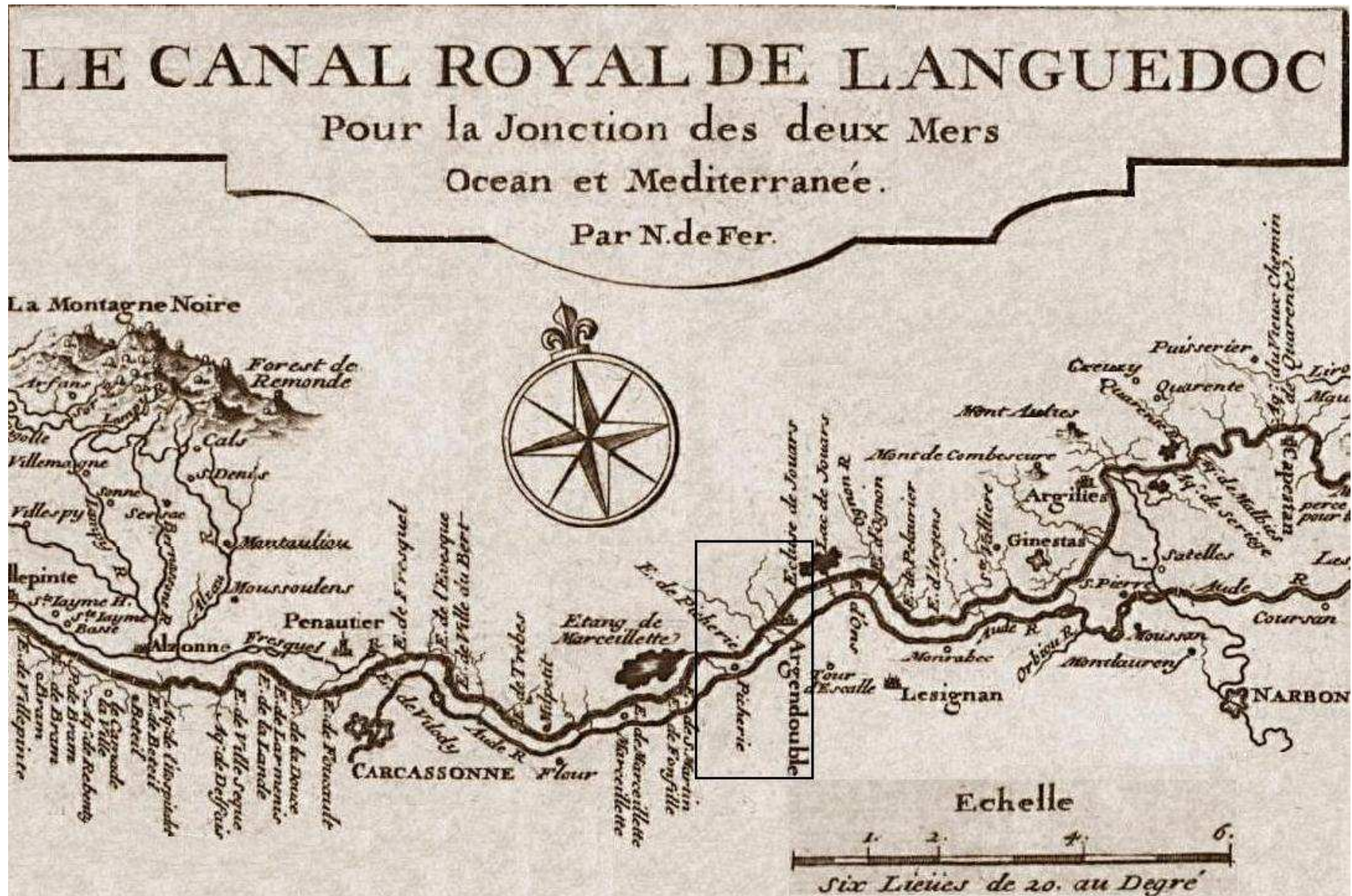


Figure 71 : Extrait de la Carte du canal Royal de Languedoc

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après la Carte du canal Royal de Languedoc établie par Nicolas de Fer en 1716.



Il a donc été nécessaire de construire un siphon permettant à ces eaux de passer de l'autre côté du Canal (figure 72). Ce siphon dont la date d'achèvement est connue (1783, date gravée dans l'ouvrage même) se situe dans le lit majeur ordinaire de rive gauche de l'Argent-Double (figure 65). Il constitue donc un bon repère chronologique pour compléter l'étude des taux de sédimentation. Les dalles constituant la base du siphon à la date de sa construction sont aujourd'hui recouvertes d'environ 2,20 m de sédiments fins de lit majeur ordinaire. Afin d'éviter que le siphon ne soit obstrué par les dépôts des crues successives, ce qui aurait empêché le fonctionnement de la Font dal Bioù (Fontaine du Bœuf), un mur a été construit. Ce mur, dont la partie supérieure est en béton, a été surélevé en corrélation avec l'exhaussement du lit majeur à cet endroit. Ces observations permettent de préciser les calculs pour la période 1681-1956, en introduisant la date de l'ouvrage : 1783. Ceci montre qu'entre la fin de la construction du Canal du Midi et la construction de ce siphon, il n'y aurait eu qu'environ 5 cm de dépôts. En effet, une hauteur de 2,25 m a été mesurée entre les fondations du Canal du Midi et la topographie actuelle et une hauteur de 2,20 m entre la base du siphon et la topographie actuelle soit une différence de 5 cm. Il faut préciser que ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un mètre ce qui induit des marges d'erreur de l'ordre de quelques centimètres.

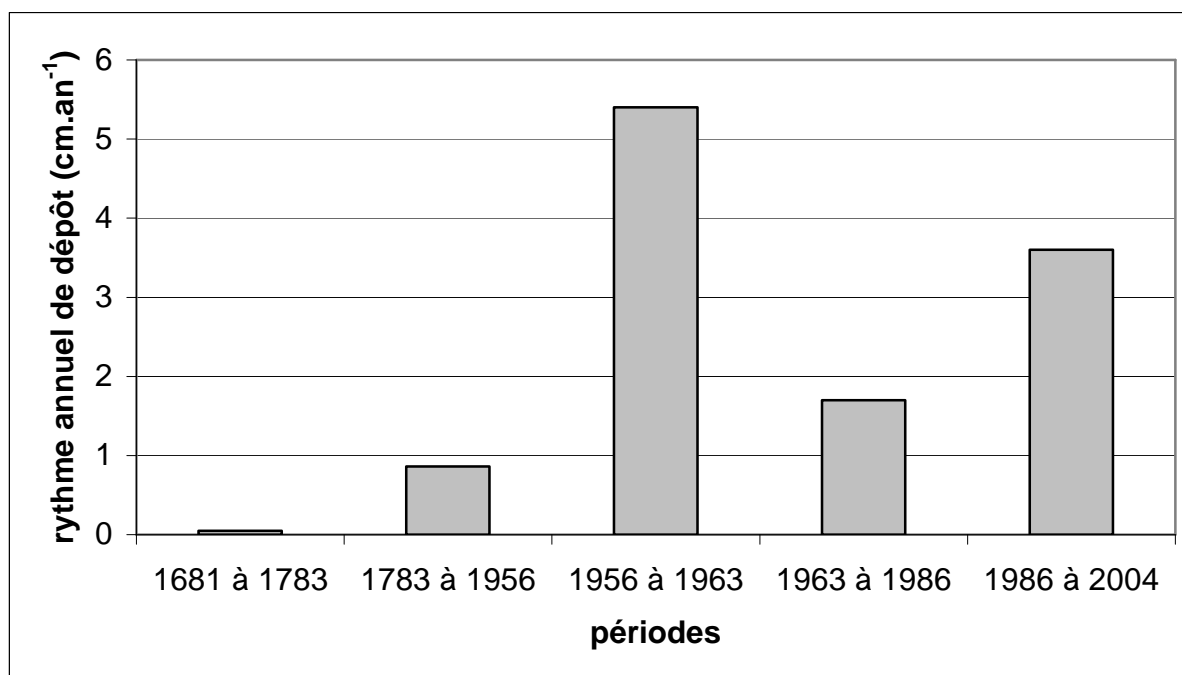


**Figure 72 : Siphon construit sous le Canal du Midi.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Delorme, 2004.

Cette nouvelle donnée permet la reconstruction finale de l'évolution des taux de sédimentation (figure 73). Le XVIII<sup>ème</sup> siècle est une période calme, avec des taux proches de 0. Ces observations sont en accord avec celles effectuées sur un secteur plus en amont, au niveau du village de Rieux-Minervois (Chapitre 4, 2.2.2). De même, Verdeil (1970) a mis en

évidence une incision de l'Aude au XVIII<sup>ème</sup> siècle. L'Argent-Double étant un affluent direct de l'Aude, il a dû s'adapter à un nouveau niveau de base. Ainsi, il est logique que le XVIII<sup>ème</sup> siècle montre une faiblesse de l'activité hydrosédimentaire puisque cette période correspond à une phase d'incision.

D'une manière plus générale, le graphique permet encore d'observer que les taux augmentent irrégulièrement entre 1681 et aujourd'hui, avec un pic pendant la période 1956-1963.



**Figure 73 : Evolution des taux moyens de sédimentation entre 1681 et 2004.**

Source : Delorme, 2004.

### 1.3.2.3. Comparaison de la sédimentation dans le lit majeur ordinaire, dans le lit moyen et en dehors de la zone inondable

#### 1.3.2.3.1. Evaluation des taux de sédimentation en lit moyen

Les fondations d'un pilier de l'aqueduc des Nonnes (figure 65), qui traverse le lit moyen à l'amont du Canal du Midi, sont recouvertes d'un dépôt d'une trentaine de centimètres. Ce pilier, de facture classique, n'est pas daté mais a été attribué à la période moderne donc les vitesses moyennes de sédimentation sont comprises entre 0,7 et 1,2 mm par an.



#### 1.3.2.3.2. Evaluation des taux de sédimentation en dehors de la plaine alluviale fonctionnelle

L'aqueduc des Nonnes traverse également le lambeau de terrasse « würmienne » de rive gauche (Berger *et al.*, 1990), juste en amont du Canal du Midi (figure 65). L'observation des fondations des piliers et du mur d'une partie de l'aqueduc ainsi que des parties restaurées une dernière fois en 1932 (date creusée dans le béton), montre qu'il n'y a pas eu d'évolution de la topographie de cette terrasse depuis au moins le XVIII<sup>ème</sup> siècle, puisque ces dernières n'ont ni été recouvertes ni été mises à nu.

Sur le glacis de rive gauche qui raccorde les buttes de molasse d'Azille avec la plaine alluviale fonctionnelle, les vestiges de la voie romaine (figure 65) montrent que la topographie n'a pas changé depuis son achèvement. Le glacis n'a donc pas évolué depuis près de 2000 ans.

Outre le fait que les ouvrages d'art permettent de quantifier la sédimentation dans la plaine alluviale fonctionnelle, ils témoignent donc aussi de l'absence d'évolution de la surface topographique de l'encaissant, en particulier de la plaine alluviale non fonctionnelle.

#### 1.3.2.4. Perspectives de recherches

Le Ruisseau d'Aiguille passe sous le Canal du Midi par le même système de siphon que celui qui se situe dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double (photo 19). Il s'agit d'un ouvrage en basalte qui est daté de 1781 (date sur la clef de voûte). Or aucun dépôt n'est venu combler l'ouvrage. De plus, la topographie à l'amont immédiat du siphon n'a pas évolué.



**Photo 19 :** Siphon permettant au Ruisseau d'Aiguille de passer sous le Canal du Midi.  
Source : Cliché pris par J.-L. Ballais en juillet 2006.

Ce ruisseau qui draine les alluvions d'une terrasse de l'Aude n'est pas incisé sur la ligne de talweg. La plaine alluviale de ce cours d'eau est traversée par un aqueduc de facture récente, au plus tôt du XIX<sup>ème</sup> siècle (photo 20). Toutes les arches de l'aqueduc sont similaires (aucune variation de l'écartement), or deux piles se situent actuellement dans le lit mineur du ruisseau. Nous avons donc supposé qu'au moment de la construction de l'aqueduc, le lit mineur était moins large et moins profond. L'entaille postérieure à la construction de l'aqueduc se justifie également par la présence d'un socle en béton pour consolider les piles situées dans le lit mineur. De plus, le dégagement du trottoir de ciment matérialisant le niveau de la topographie au moment de la construction des socles montre une incision postérieure.

Cette tendance à l'entaille (qui atteint 2 m) va dans le sens des observations faites au niveau du siphon (une absence de dépôts). Etant donnée la calibration du lit mineur, il est fort possible que cette entaille ne soit pas totalement naturelle et qu'elle ait été accentuée afin de limiter les débordements du cours d'eau. Cependant, il présente un risque réel puisqu'un système d'alerte a été mis en place pour prévenir les habitants d'une maison près de laquelle passe le lit mineur. Bien que le Ruisseau d'Aiguille n'ait pas construit de lit majeur ordinaire, les variations de couleur des formations superficielles permettent de définir la zone inondable.



**Photo 20 :** *Aqueduc traversant la plaine alluviale du Ruisseau d'Aiguille.*  
Source : Cliché pris par J.-L. Ballais en juillet 2006.

Ces observations montrent que malgré la présence du Canal du Midi qui fait barrage aux écoulements, il n'y a pas eu d'accumulation. Il existe un facteur seuil à déterminer pour lequel les cours ont construit ou n'ont pas construit une plaine alluviale. La principale différence qui distingue le Ruisseau d'Aiguille de l'Argent-Double est son rang : le Ruisseau d'Aiguille est d'un cours d'eau de rang 2 selon Strahler alors que l'Argent-Double est de rang 4. Afin de vérifier la pertinence de cette remarque et son rôle dans le développement de la plaine alluviale fonctionnelle, les recherches le long du Canal du Midi seront poursuivies puisque celui-ci fait obstacle à de nombreux cours d'eau. Un rang seuil pour lequel une plaine



alluviale se développe et un autre pour lequel, une sédimentation accrue est observée pourront être définis.

### 1.3.2.5. Conclusion

Ces observations sur l'Argent-Double ont mis en évidence l'exhaussement des lits majeurs et, un phénomène commun sur les cours d'eau méditerranéens : la sursédimentation en lit majeur ordinaire qui est due ici à la présence du Canal du Midi depuis 1681.

Du point de vue de la recherche fondamentale, à l'intérieur de la période étudiée (1681–2004), il est important de noter l'extrême faiblesse de l'accumulation pendant le Petit Âge Glaciaire. Le XVIII<sup>ème</sup> siècle présente peu de dépôts avec seulement 5 cm de 1681 à 1783 et pour la fin du Petit Âge Glaciaire, c'est à dire de 1783 jusque vers 1850, l'absence de repère chronologique avant 1956 ne permet pas de précision mais, au total, il ne se dépose que 1,53 m de 1681 à 1956 contre 1,42 m depuis 1956. D'autres observations, viendront confirmer la faiblesse de l'accumulation pendant la deuxième moitié du Petit Age Glaciaire. A l'inverse, la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle s'individualise comme une période de dépôts extrêmement importante, l'accumulation, en moins de 50 ans, égalant presque celle des 275 années précédentes. Incontestablement, cette période se caractérise par une reprise très forte de l'accumulation. Faut-il y voir une conséquence du réchauffement climatique ? Cette hypothèse semble peu probable puisque celui-ci ne s'accompagne pas, en domaine méditerranéen français, d'un accroissement significatif des intensités de pluie ou de la fréquence des inondations (Leroux, 2005 ; Miossec *et al.*, 2004). Il est donc plus probable que les causes de cette reprise résident davantage dans les modifications de l'occupation du sol. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, dans le bassin-versant de l'Argent-Double, la viticulture s'est développée et se concentre sur les parties moyennes et basses des versants comme dans d'autres vignobles méditerranéens (Masson *et al.*, 1996 ; Léonard, 2003). Ces pratiques culturelles favorisent la mobilisation de matériaux sur les versants et d'autant plus que les vignes sont plantées et labourées dans le sens de la pente.

Pour l'Ouvèze et l'Argent-Double, nous avons mis en évidence l'exhaussement des lits majeurs mais pour ces deux exemples il s'agissait d'une accumulation forcée due à un obstacle transversal. Il est donc important de démontrer que cette évolution existe également en conditions naturelles à travers l'exemple des bassins-versants du Gardon et de la Cèze.

### 1.3.3. L'exhaussement des lits majeurs du Gardon, de la Cèze et de leurs affluents

Les inondations des 8 et 9 septembre 2002 sont considérées comme la plus grande catastrophe connue pour l'ensemble du département du Gard depuis celles de l'automne 1958. Après cet événement exceptionnel, les services décentralisés de l'Etat ont décidé de procéder à un relevé systématique des laisses de crue afin de délimiter précisément les surfaces inondées. Ces relevés ont été utilisés pour répondre à plusieurs interrogations. Dans un premier temps, ils ont permis de confirmer leur concordance avec la carte des zones inondables définie par l'approche hydrogéomorphologique (Esposito, 2003). Dans un second temps, les prélèvements effectués juste après la crue ont permis de confirmer la tendance à

l'accumulation dans les lits majeurs. Cette réflexion sur les lits majeurs s'inscrit dans la continuité de différents travaux : sur le Rhône (Bravard *et al.*, 1990 ; Berger, 1996 ; Ballais et Meffre, 1997 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 1997), sur certains de ses affluents et sous-affluents (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993 ; Meffre et Ballais, 1996 ; Miramont, 1998) et sur d'autres cours d'eau méditerranéens français (Chave, 2002 ; Delorme, 2003) mais sa particularité réside dans le fait d'utiliser le  $^7\text{Be}$ .

La demi-vie courte du  $^7\text{Be}$  devrait permettre de distinguer l'accumulation des alluvions de la crue à forte radioactivité, du sol antérieur à faible radioactivité.







83 échantillons ont donc été prélevés (les 27 et 28 septembre 2002) dans les différents lits afin d'effectuer des comparaisons, puis ils ont été analysés. Malheureusement, la quantité de sédiment prélevée n'a pas toujours été suffisante pour pouvoir en conserver une partie pour les analyses granulométriques. La priorité a donc été d'envoyer suffisamment de sédiment par échantillon au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS-CEA) à Gif-sur-Yvette où Philippe BONTE, directeur de recherche au CNRS, a effectué les mesures de radioactivité dans des conditions optimales. En revanche, les analyses granulométriques n'ont été effectuées que sur 66 échantillons.

Dans un premier temps, l'exhaussement général des lits majeurs sera démontré par l'analyse des taux de  $^7\text{Be}$  qui nous permettra de cartographier les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002. S'agissant de la première expérience de ce type en France, il est nécessaire de ne pas se baser uniquement sur les analyses du  $^7\text{Be}$  pour quantifier et cartographier les dépôts puisque nous ne connaissons pas les limites de cette méthode dans l'utilisation que nous en faisons. Ces travaux permettront donc de l'éprouver. Des travaux antérieures (Walling *et al.*, 1992 ; Walling et Woodward, 1992, cité dans Sogon, 1999 ; Sogon, 1999) ont démontré que la granulométrie est un facteur limitant la fixation du  $^{137}\text{Cs}$  notamment. Il sera donc nécessaire de vérifier si elle a influé sur les mesures du  $^7\text{Be}$ . L'analyse de la teneur en Potassium (K), en Thorium-224 ( $^{224}\text{Th}$ ) et en Thorium-228 ( $^{228}\text{Th}$ ) permettra également d'émettre des hypothèses quant à l'origine des sédiments.







### 1.3.3.1. Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau des bassins-versants du Gardon et de la Cèze par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$

	Numéro faisant référence à la carte de localisation du bassin versant du Gardon		Numéro faisant référence à la carte de localisation du bassin versant de la Cèze
---	---	---	--

#### GEOMORPHOLOGIE

<i>Plaine alluviale fonctionnelle</i>		<i>Encaissant</i>	
	Lit mineur		Terrasse, substrat, colluvions
	Lit moyen		Glacis
	Lit majeur ordinaire		
	Cône de déjection		

#### EPAISSEURS DES DEPOTS AUX POINTS DE PRELEVEMENT

<i>Figurés ponctuels de localisation</i>		<i>Epaisseur des dépôts (cm)</i>	
	Points de prélèvement		$\leq 1$
			$1 < \text{épaisseur} \leq 3$
			$3 < \text{épaisseur} \leq 4$
			$5 < \text{épaisseur} \leq 8$
			$> 8$

#### TENEURS DES ECHANTILLONS EN $^{234}\text{Th}$ , $^{228}\text{Th}$ , K et $^7\text{Be}$

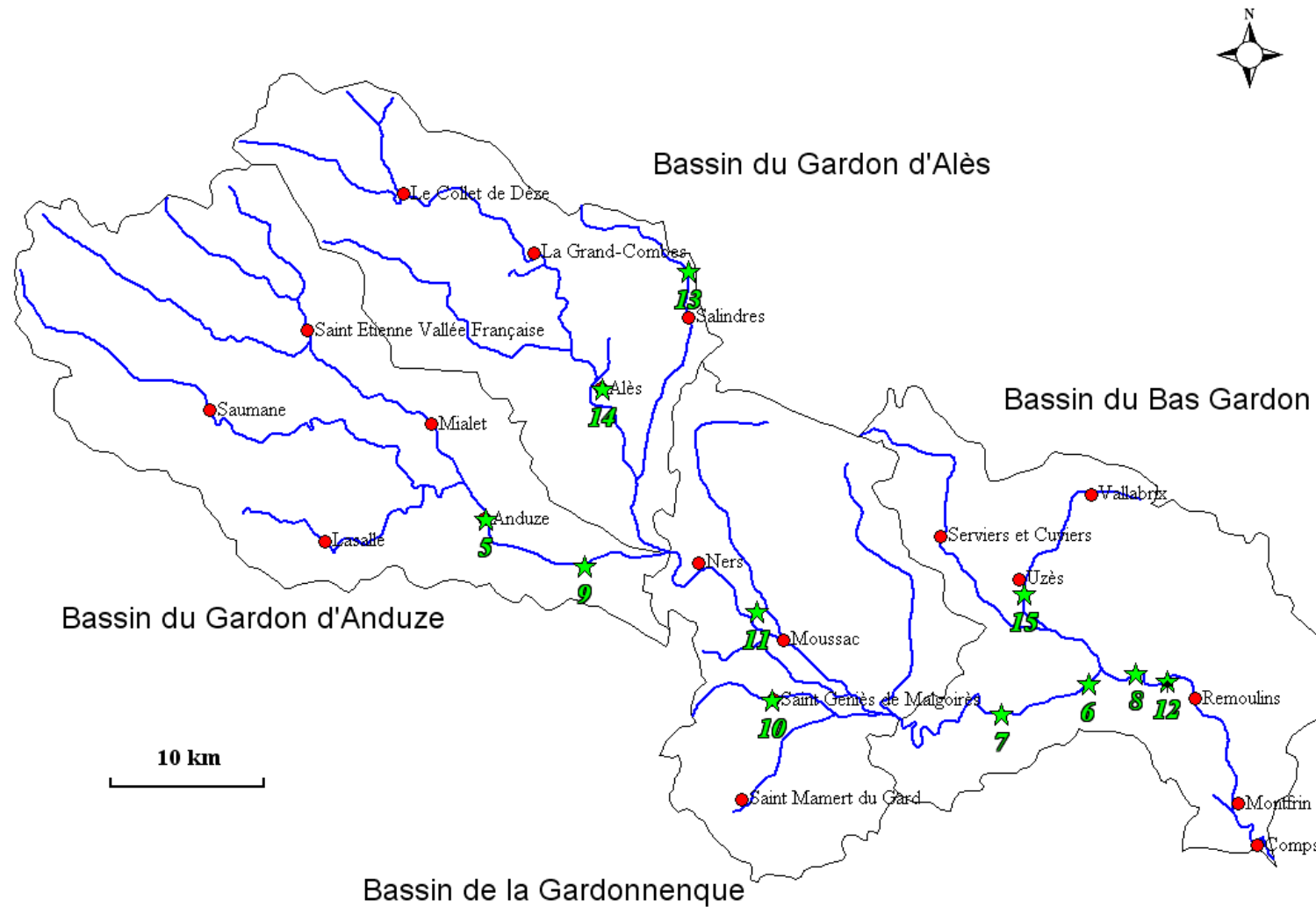
Nom	$^{234}\text{Th}$	$^{228}\text{Th}$	K	$^7\text{Be}$

**Figure 74 :** Légende des cartes représentant l'épaisseur des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$ . Les teneurs en  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  sont exprimées en Bq/kg. Cette légende est valable pour les cartes du Gardon et de ses affluents ainsi que pour celles de la Cèze et de la Tave.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 1.3.3.1.1. Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau du bassin-versant du Gardon par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$

Chaque secteur étudié est localisé dans l'ensemble du bassin-versant par la figure 75 et est ensuite cartographié à une échelle plus détaillée (figure 76 à la figure 85).



**Figure 75 :** Localisation des sections de cours d'eau étudiées pour l'analyse de l'exhaussement des lits majeurs du Gardon et de ses affluents.

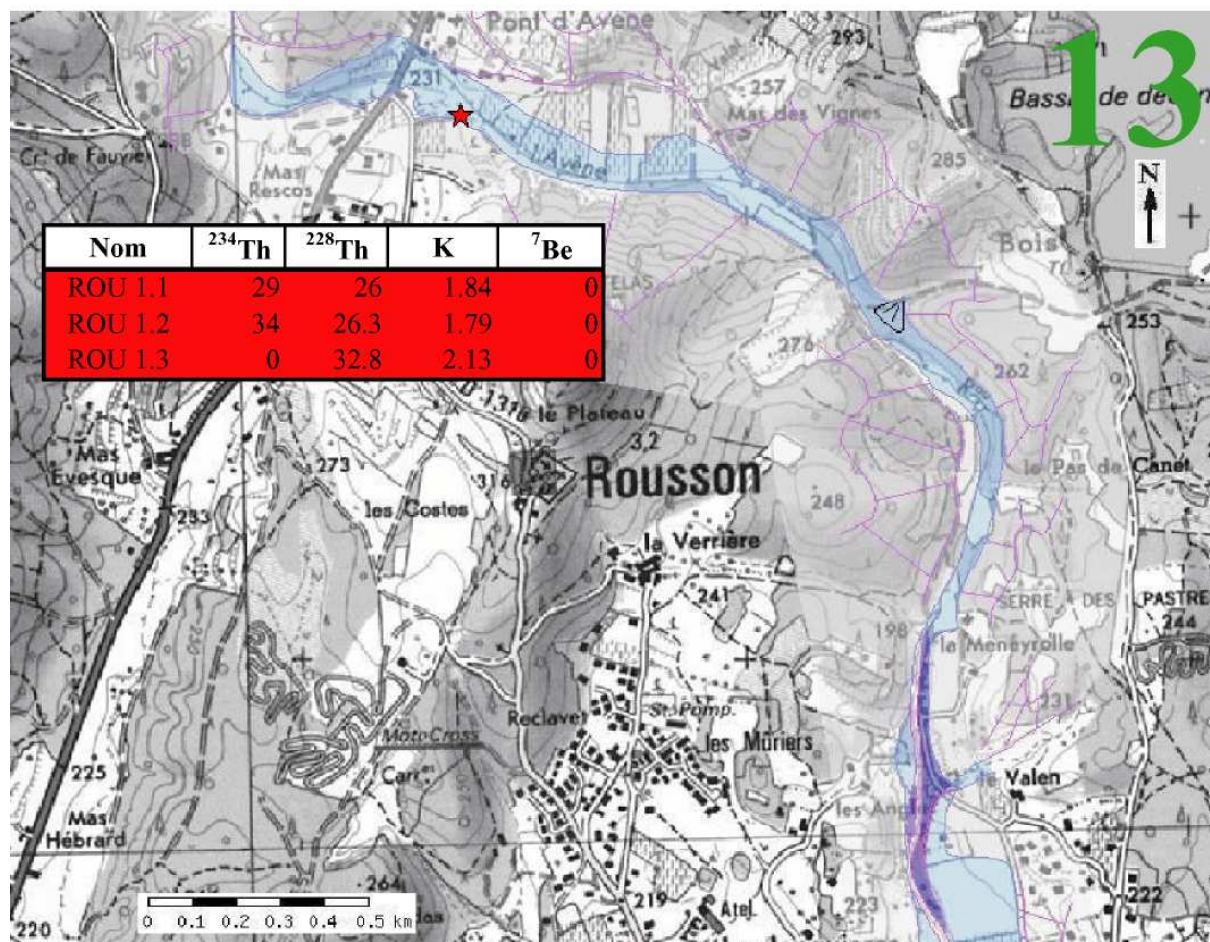
*Chaque numéro fait référence aux cartes suivantes plus précises.*

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Carex Environnement, 2003c.



Les prélèvements de Rousson (carte 13 : figure 76) ont été effectués dans une rigole creusée dans le lit majeur ordinaire, dans la partie amont de l'Avène (affluent de rive gauche du Gardon), en rive gauche. Ces échantillons brun-foncé présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle alors que pour les 6 premiers centimètres, il est évident qu'il s'agit des dépôts de la crue. En effet, nous avons observé un changement de structure et le sol antérieur (ROU 1.3) a été identifié grâce à la présence abondante de matière organique. Les analyses granulométriques permettront d'aller plus loin dans la réflexion.

Sur ce secteur, la hauteur d'eau a été estimée entre 1 m et 1,5 m.



**Figure 76 :** Carte de l'Avène (affluent du Gardon) à Rousson représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Les prélèvements d'Alès (carte 14 : figure 77) ont été effectués sur deux sites différents.

Le premier site se situe dans le quartier appelé « les Prés Saint-Jean », en bordure du Grabieux, à 200 m environ de sa confluence avec le Gardon (photo 21). La hauteur d'eau qui a submergé la surface où les échantillons ont été pris a été estimée à environ 1 m. Pour ces échantillons (ALES 1.1 et ALES 1.2), la teneur en  $^7\text{Be}$  confirme qu'il s'agit de dépôts de la crue et leur épaisseur est de 3 à 4 cm.



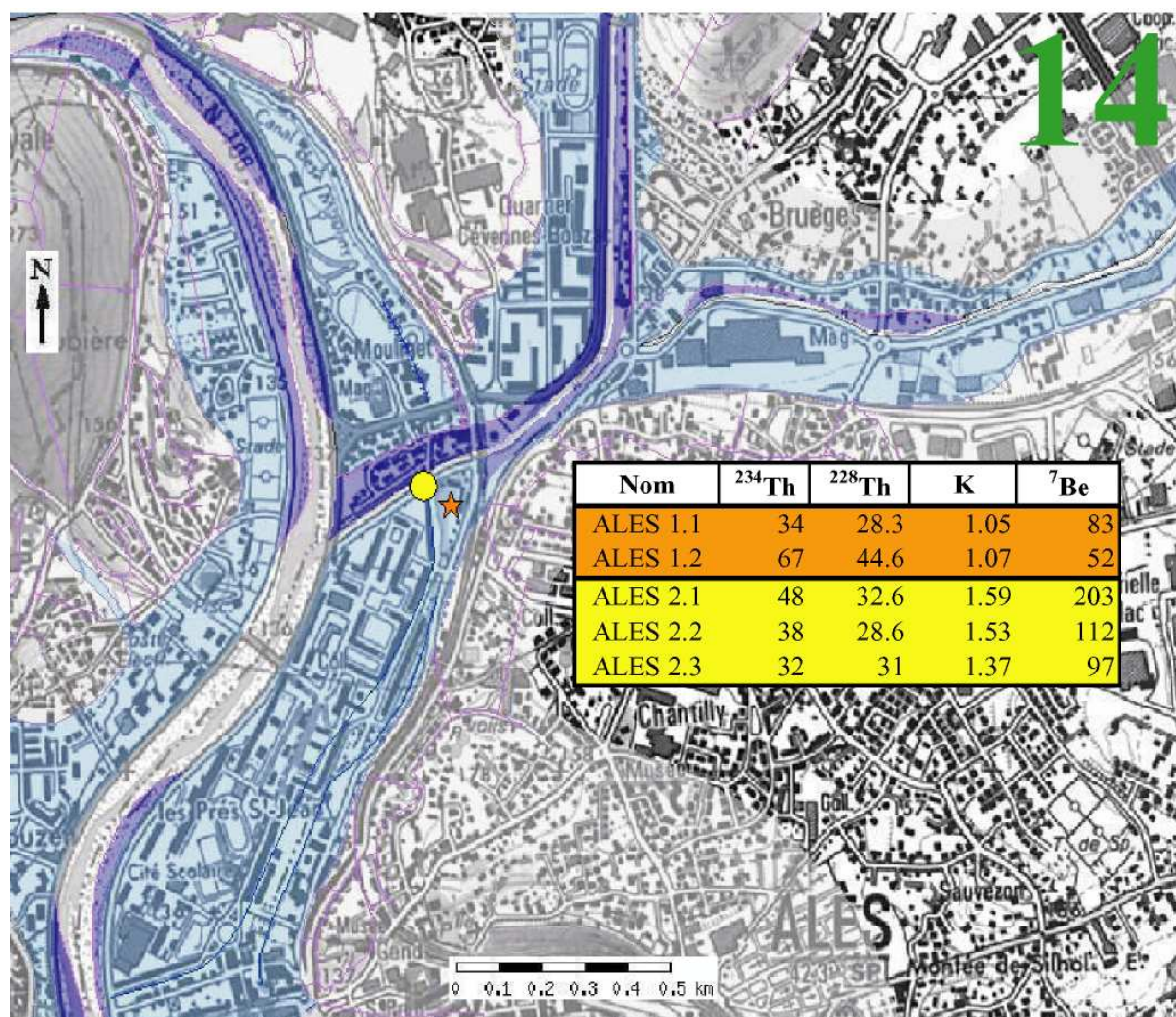
**Photo 21 :**     *Prélèvement dans le quartier des « Prés-Saint-Jean », à Alès.*  
Source : Cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.

Le second site de prélèvement se situe à l'aval de la passerelle du pont, dans le lit mineur du Grabieux, en rive gauche (photo 22). Les échantillons présentent également une teneur en  $^7\text{Be}$  qui confirme qu'il s'agit bien des dépôts de la crue. Mais il est peu logique de trouver une accumulation de dépôts à cet endroit. Un riverain nous a indiqué qu'il pouvait tout à fait s'agir des dépôts de la crue mais qu'ils proviendraient des immeubles voisins, le lit mineur du Grabieux aurait servi de « décharge » lors du nettoyage des bâtiments. Il faut donc considérer leur épaisseur mais toutefois ne pas conclure hâtivement que le lit mineur de cet affluent pourrait s'exhausser pour autant.



**Photo 22 :**     *Prélèvement à l'aval de la passerelle du pont, dans le lit mineur du Grabieux, en rive gauche, à Alès.*  
Source : Cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.



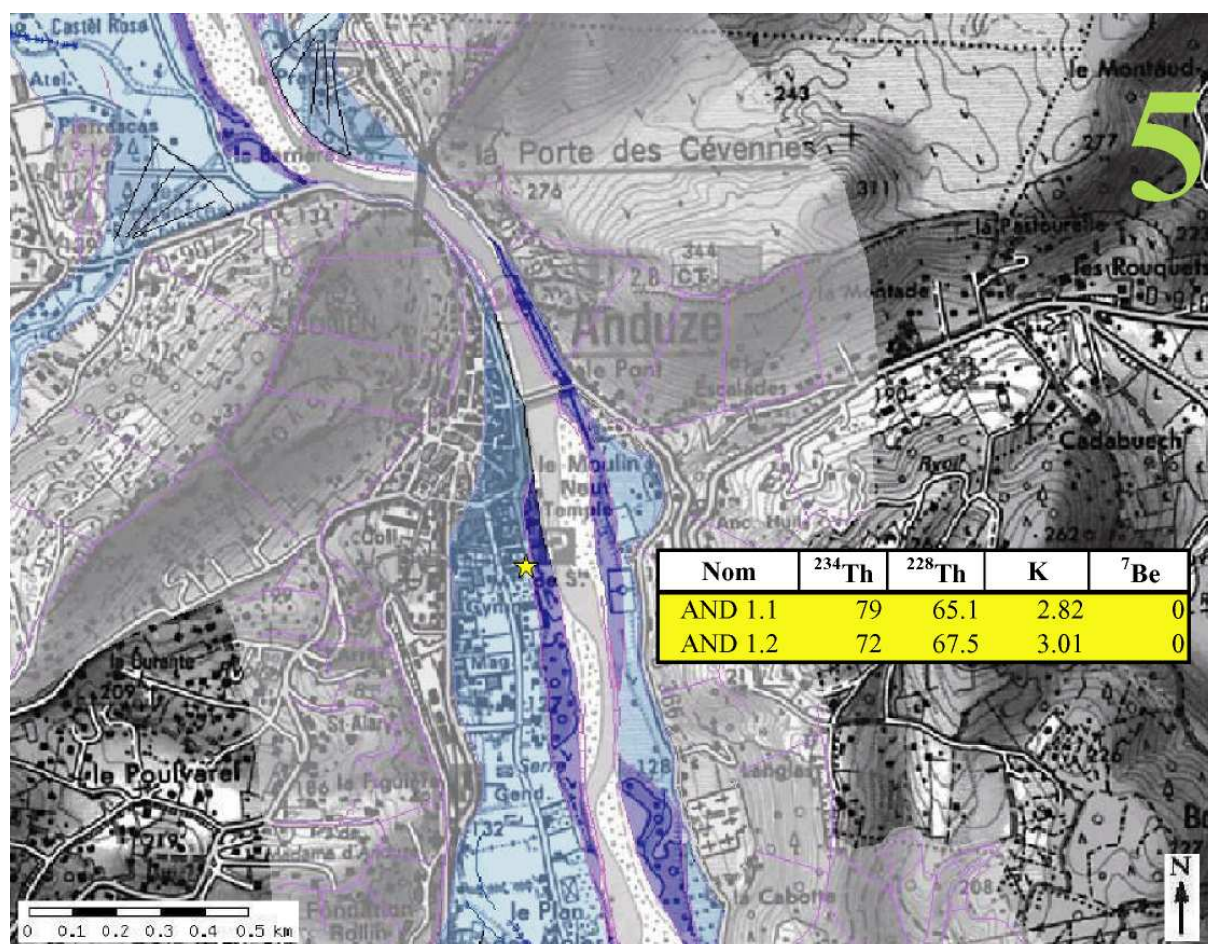


**Figure 77 :** Carte du Gardon et du Grabieux (affluent du Gardon) à Alès représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Les prélèvements d'Anduze (carte 5 : figure 78) ont été effectués dans le lit majeur ordinaire du Gardon, en rive droite, en aval du pont submersible. Ces dépôts sont indubitablement ceux de la crue puisqu'ils ont été récoltés sur la terrasse d'un hôtel inondé, mais ils ne contiennent pas de  $^7\text{Be}$ . Ces échantillons ont une granulométrie assez grossière (sableuse). Celle-ci est sans doute due au fait que nous nous situons dans la partie amont du bassin-versant et que le prélèvement a été effectué dans le lit majeur ordinaire mais dans sa partie proximale. Cette accumulation d'environ 3 cm due à la crue de 2002 met en évidence une limite de cette méthode qui sera détaillée grâce à l'étude plus précise de la granulométrie.





**Figure 78 :** Carte du Gardon à Anduze représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Les prélèvements d'Attuech (carte 9 : figure 79) ont été effectués sur plusieurs sites.

Le premier se situe dans le lit moyen du Gardon au niveau du stade (ATT 1.1, ATT 1.2, ATT 1.3, ATT 1.4). Tous les échantillons ont des teneurs en  $^7\text{Be}$  supérieures à 24 Bq/kg. D'après l'observation sur le terrain de la structure, de la couleur et de la teneur en matière organique, seuls les trois premiers sont des dépôts de la crue dont l'épaisseur atteint 5 cm. Le dernier échantillon est un prélèvement du sol antérieur.

Le deuxième point de prélèvement se situe dans le lit majeur ordinaire, entre le terrain de tennis et le stade (ATT 2.1 et ATT 2.2). La teneur en  $^7\text{Be}$  confirme l'appartenance des ces dépôts à la crue de 2002 mais leur épaisseur est nettement plus faible (inférieure à 3 cm).

Le troisième point de prélèvement se situe toujours dans le lit majeur ordinaire mais sur le court de tennis (photo 23). Cet échantillon a été prélevé afin de tester la méthode puisque les dépôts même faibles sur cette surface étaient évidemment ceux de la crue de 2002. Les analyses présentent des teneurs en  $^7\text{Be}$  significatives malgré l'épaisseur inférieure à 1 cm.

Le quatrième point de prélèvement (ATT 4.1) se situe toujours en lit majeur ordinaire mais en rive gauche d'un petit affluent (la Péronnelle). La teneur en  $^7\text{Be}$  indique que ces quelques millimètres de dépôt appartiennent bien à la crue de 2002.





**Photo 23 : Prélèvement sur le court de tennis dans le lit majeur ordinaire du Gardon, à Attuech.**

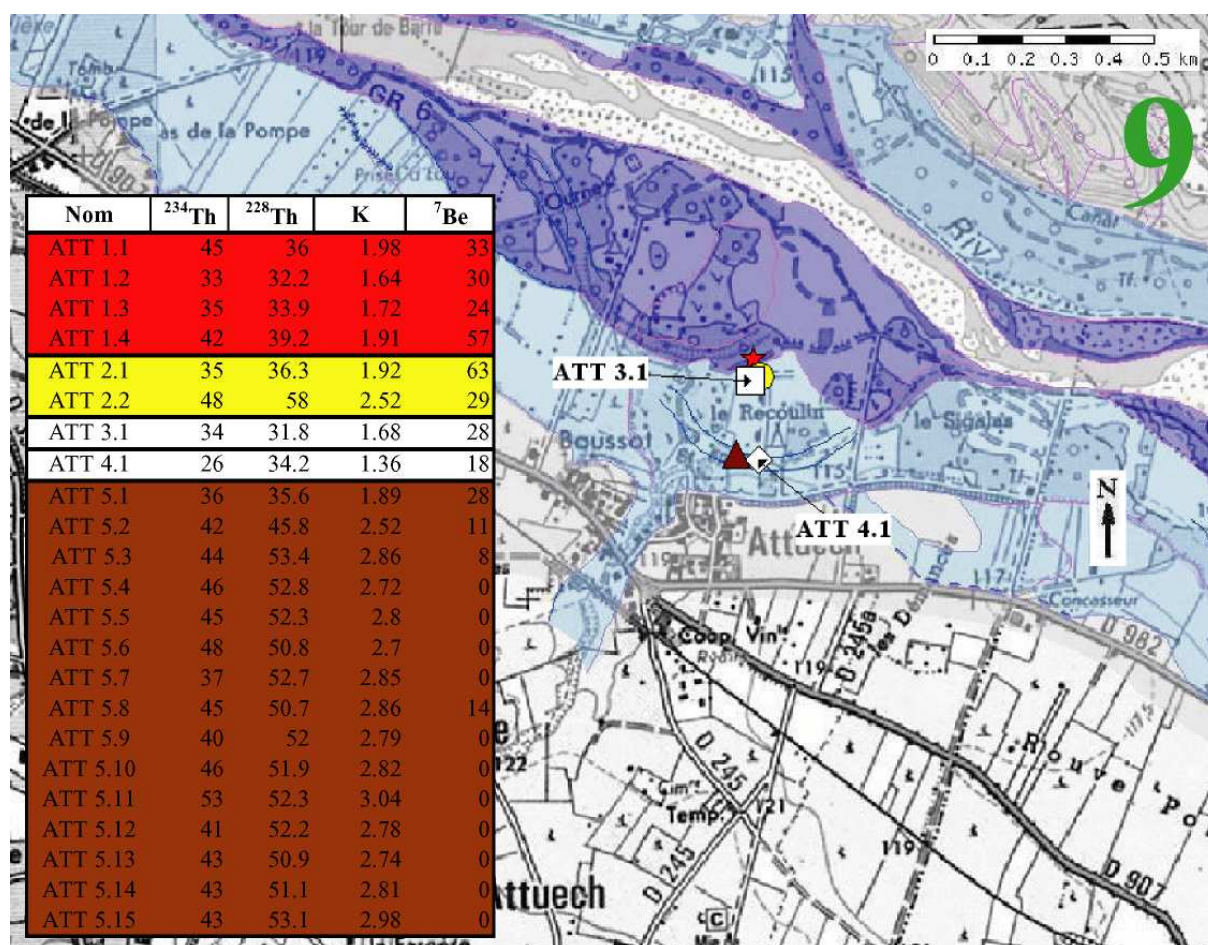
Source : Cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.

Le cinquième et dernier point de prélèvement se situe toujours dans le lit majeur ordinaire à une cinquantaine de mètres du point de prélèvement précédent (photo 24). 15 échantillons ont été prélevés jusqu'à une profondeur de 32 cm. Les teneurs en  $^7\text{Be}$  de ceux-ci montrent avec évidence que les trois premiers appartiennent à la crue de 2002 mais pour les quatre suivants, la teneur tombe à 0 pour revenir à 14 Bq/kg au huitième prélèvement. Du neuvième au quinzième échantillon, la teneur est de nouveau à zéro. La seule explication qui justifie cette répartition est la suivante. Les teneurs nulles des échantillons ATT 5.4 à ATT 5.7 peuvent être dues à une granulométrie trop grossière, ce qui se vérifie pour les échantillons ATT 5.4 et ATT 5.6 mais ce n'est pas le cas pour les échantillons ATT 5.5 et ATT 5.7. L'échantillon ATT 5.8 de granulométrie similaire aux précédents présente un taux de  $^7\text{Be}$  de 14 Bq/kg. L'hypothèse la plus plausible est que celui-ci représente la surface du sol avant la crue car le  $^7\text{Be}$  existe également au niveau du sol mais en moindre mesure par rapport aux dépôts de crue récents. Ceci justifie également que tous les dépôts sous-jacents ont une teneur nulle puisqu'ils sont nettement antérieurs. La crue de 2002 a donc déposé environ 14 cm de sédiments sur ce secteur.





**Photo 24 :** Prélèvement dans le lit majeur ordinaire du Gardon, à Attuech.  
Source : Cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.

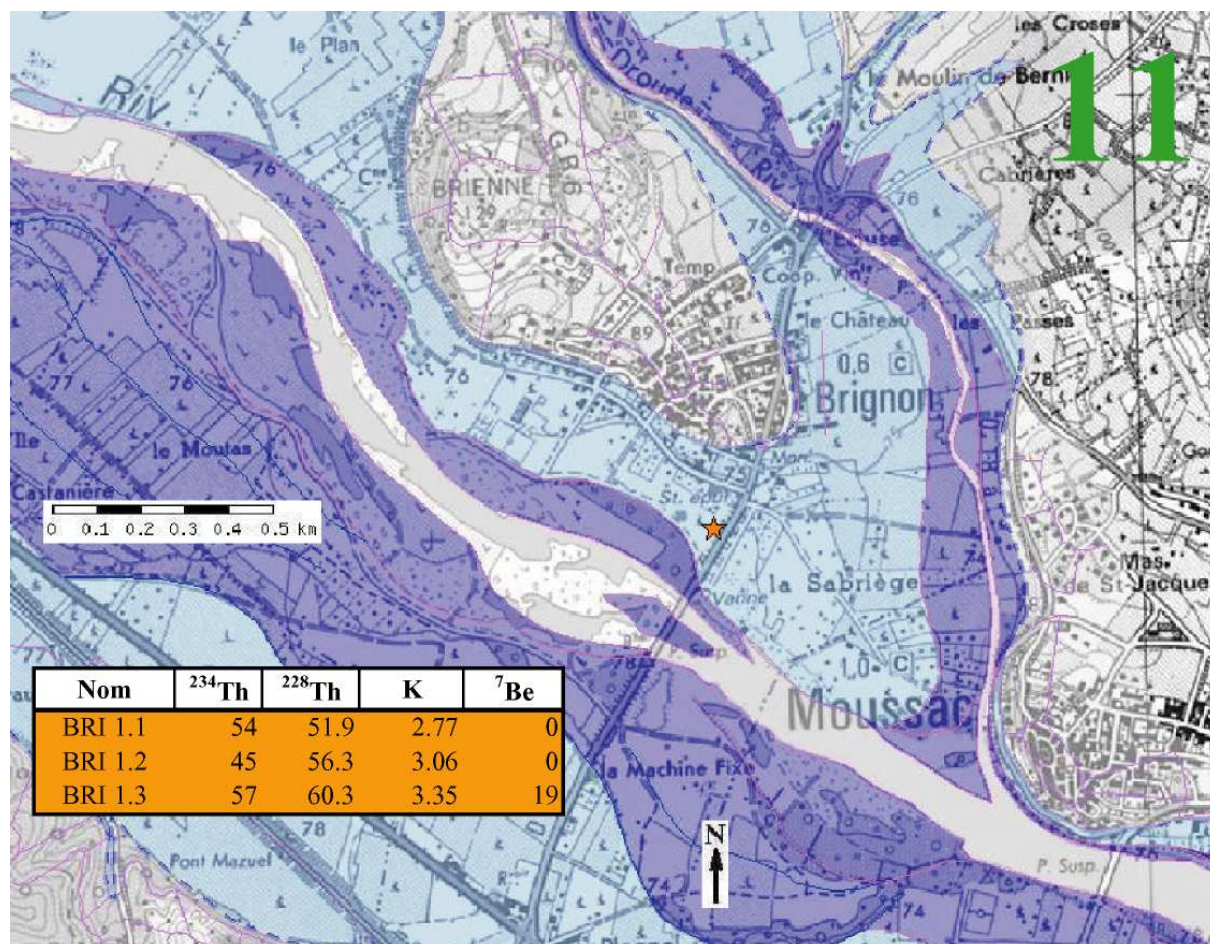


**Figure 79 :** Carte du Gardon à Attuech représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de <sup>7</sup>Be, K, <sup>228</sup>Th et <sup>234</sup>Th (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).



Les prélèvements de Brignon (carte 11 : figure 80) ont été réalisés dans le lit majeur ordinaire, au sud/sud-ouest du village, en amont du pont. Sur ce secteur, la hauteur d'eau a atteint 4 m. Les deux premiers échantillons prélevés dans les dépôts présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle (BRI 1.1 et BRI 1.2) alors que le dernier présente une teneur de 19 Bq/kg. Les observations de terrain confirment que ce sont des dépôts de la crue de 2002 dont l'épaisseur est de 3 à 4 cm. Les analyses granulométriques montreront si l'absence de  $^7\text{Be}$  est due au caractère sableux des deux premiers échantillons.



**Figure 80 :** Carte du Gardon et de la Droude (affluent du Gardon) au niveau des communes de Brignon et de Moussac représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

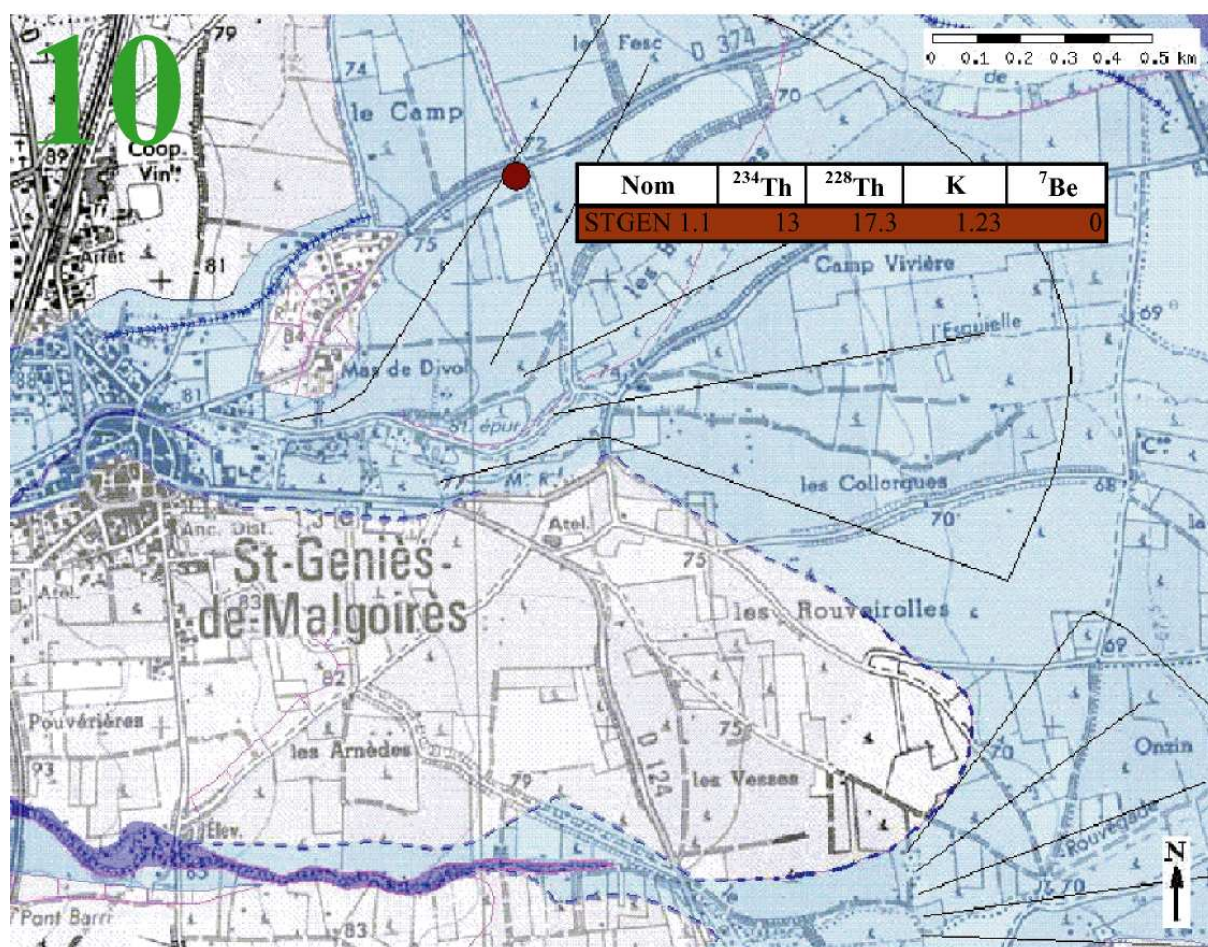
Le prélèvement de Saint-Geniès-de-Malgoirès (carte 10 : figure 81) a été effectué dans un fossé, le long de la route D374. Sur ce secteur, l'Esquielle (affluent du Gardon) effectue une diffluence pour retrouver son cours naturel dont le lit mineur passe non loin de la route. Les caractéristiques particulières de ce secteur seront traitées dans le Chapitre 4, 2.1.3. Ce dépôt d'une trentaine de centimètres est incontestablement celui de la crue de 2002 puisqu'il est venu combler un fossé (photo 25) mais la teneur en  $^7\text{Be}$  est nulle.





**Photo 25 :** Prélèvement dans un fossé, le long de la route D374 le lit majeur ordinaire du Gardon, à Saint-Geniès-de-Malgoirès.

Source : Cliché pris par S. Chave le 28 septembre 2002.



**Figure 81 :** Carte de l'Esquielle (affluent du Gardon) à Saint-Geniès-de-Malgoirès représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de <sup>7</sup>Be, K, <sup>234</sup>Th et <sup>228</sup>Th (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).



Les prélèvements de Dions (carte 6 : figure 82) ont été réalisés en deux points.

Le premier échantillon (DIONS 1.1) a été prélevé sur une surface bétonnée, au nord de la cuve orientale de la cave coopérative de Dions (photo 27). L'eau a atteint le dernier étage de la cave (photo 26) et submergé les cuves (photo 28). La teneur en  $^{7}\text{Be}$  confirme que le dépôt est bien celui de la crue de 2002.



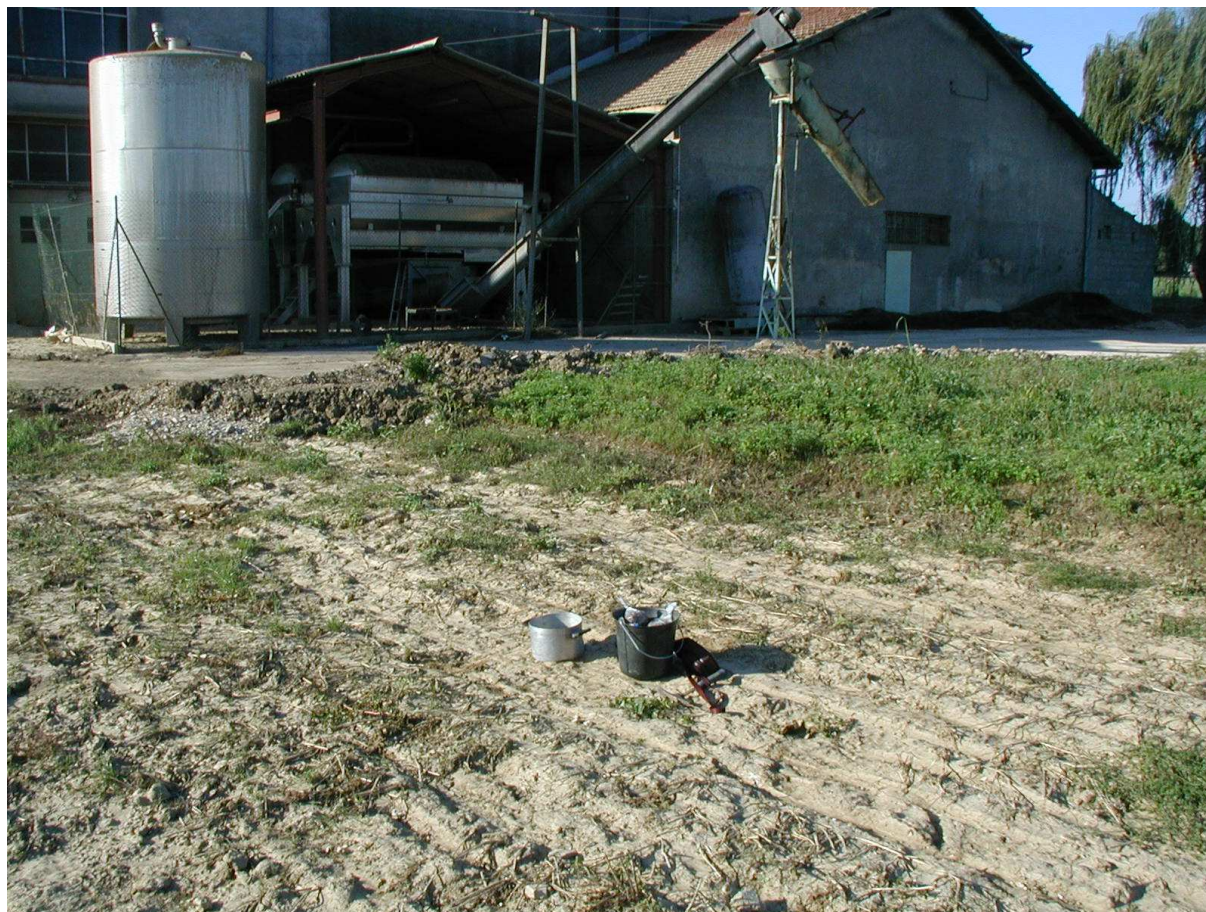
**Photo 26 :** *Hauteur d'eau dans le lit majeur ordinaire, à la cave coopérative de Dions.*  
Source : Cliché pris par S. Chave le 27 septembre 2002.



**Photo 27 :** *Prélèvement dans le lit majeur ordinaire, au nord de la cuve orientale de la cave coopérative de Dions.*  
Source : Cliché pris par S. Chave le 27 septembre 2002.



En revanche, pour le second site (DIONS 2.1) qui se situe dans le champ, juste au nord de la cave (photo 28), on observe une absence de  $^7\text{Be}$  qui signifie qu'il n'y a pas eu de dépôt malgré l'importance de la hauteur d'eau.



**Photo 28 :** *Prélèvement dans le champ, juste au nord de la cave coopérative de Dions, en lit majeur ordinaire.*

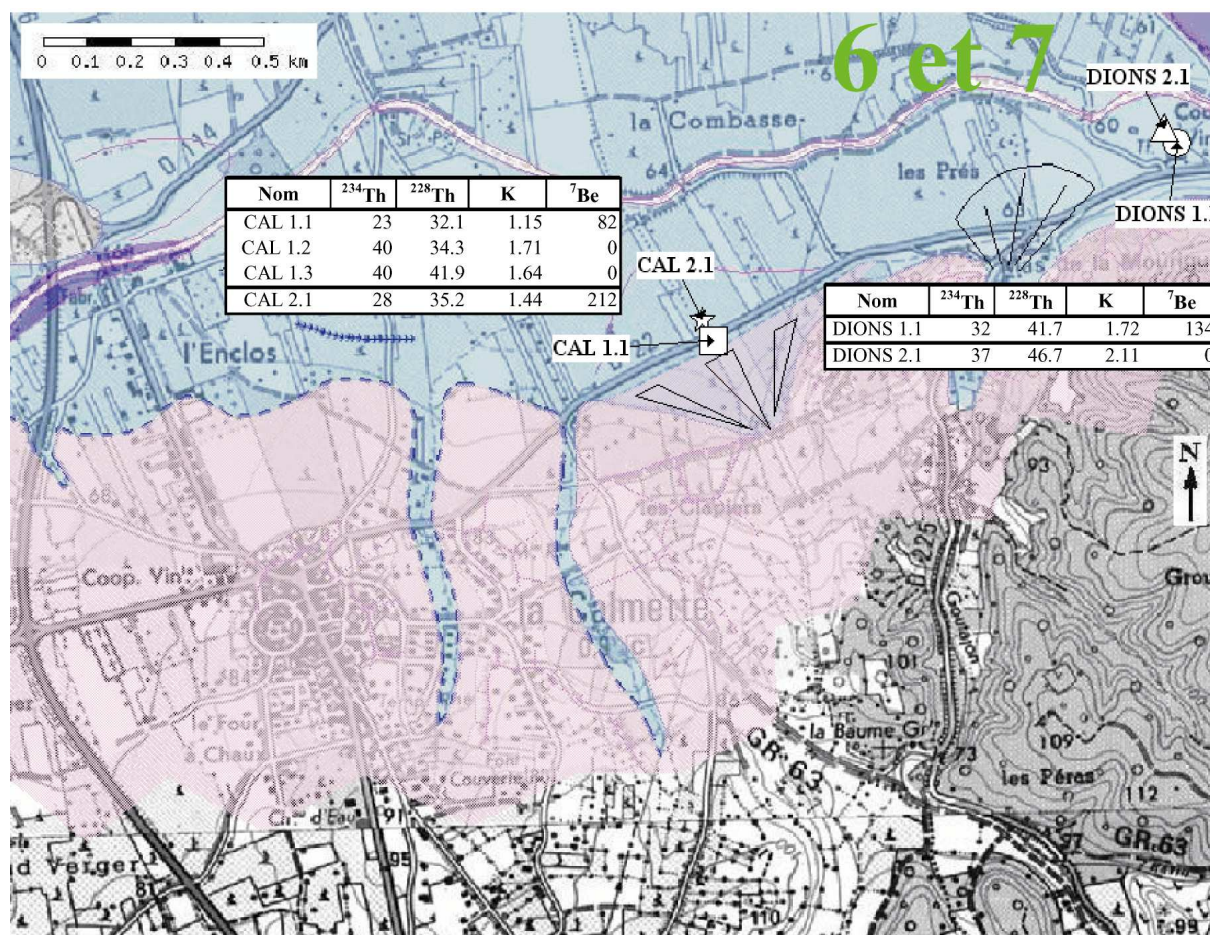
Source : Cliché pris par S. Chave le 27 septembre 2002.

Les prélèvements de La Calmette (carte 7: figure 82) ont été effectués à deux endroits distincts.

Les premiers se situent à la sortie du village en direction de Dions, au sud de la route départementale 22. Ces prélèvements (CAL 1.1, CAL 1.2 et CAL 1.3) ont été effectués dans le lit majeur ordinaire, au contact avec le glacis. La teneur en  $^7\text{Be}$  démontre que seul l'échantillon le plus superficiel appartient à la crue de 2002 soit une épaisseur inférieure à 1 cm (environ 5 mm).

Le second se situe sur le même secteur mais au nord de la route. La teneur en  $^7\text{Be}$  de l'échantillon confirme qu'il a bien été déposé lors de la crue de 2002. L'épaisseur est très faible (environ 1 mm).



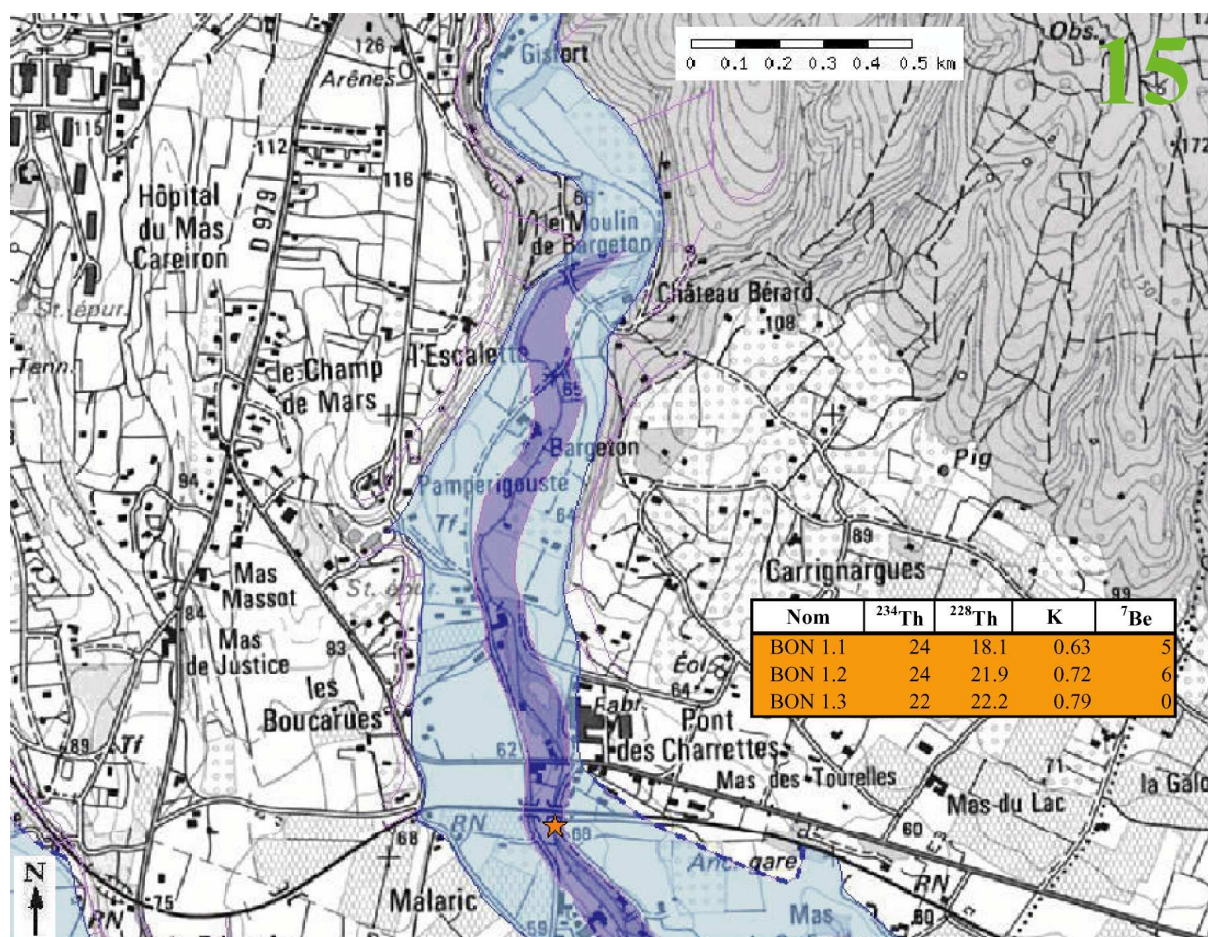


**Figure 82 :** Carte du Gardon à La Calmette et à Dions représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Les prélèvements d'Uzès (carte 15 : figure 83) ont été réalisés dans le lit moyen de l'Alzon, en rive gauche, au niveau de l'usine de bonbons en aval du chemin de fer. Sur ce secteur du lieu-dit le « Pont des Charrettes », l'eau a atteint une hauteur de 1,8 m. Les deux premiers échantillons (BON 1.1 et BON 1.2) présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  faible et le dernier (BON 1.3) une teneur nulle. L'épaisseur de dépôts de la crue de 2002 est donc d'environ 3 cm. Les prélèvements ont été effectués en lit moyen dont la granulométrie est en général grossière. Ceci pourrait expliquer les faibles teneurs en  $^7\text{Be}$ .





**Figure 83 :** Carte de l'Alzon (affluent du Gardon) au lieu-dit « Pont des Charrettes » (Uzès) représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de <sup>7</sup>Be, K, <sup>228</sup>Th et <sup>234</sup>Th (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

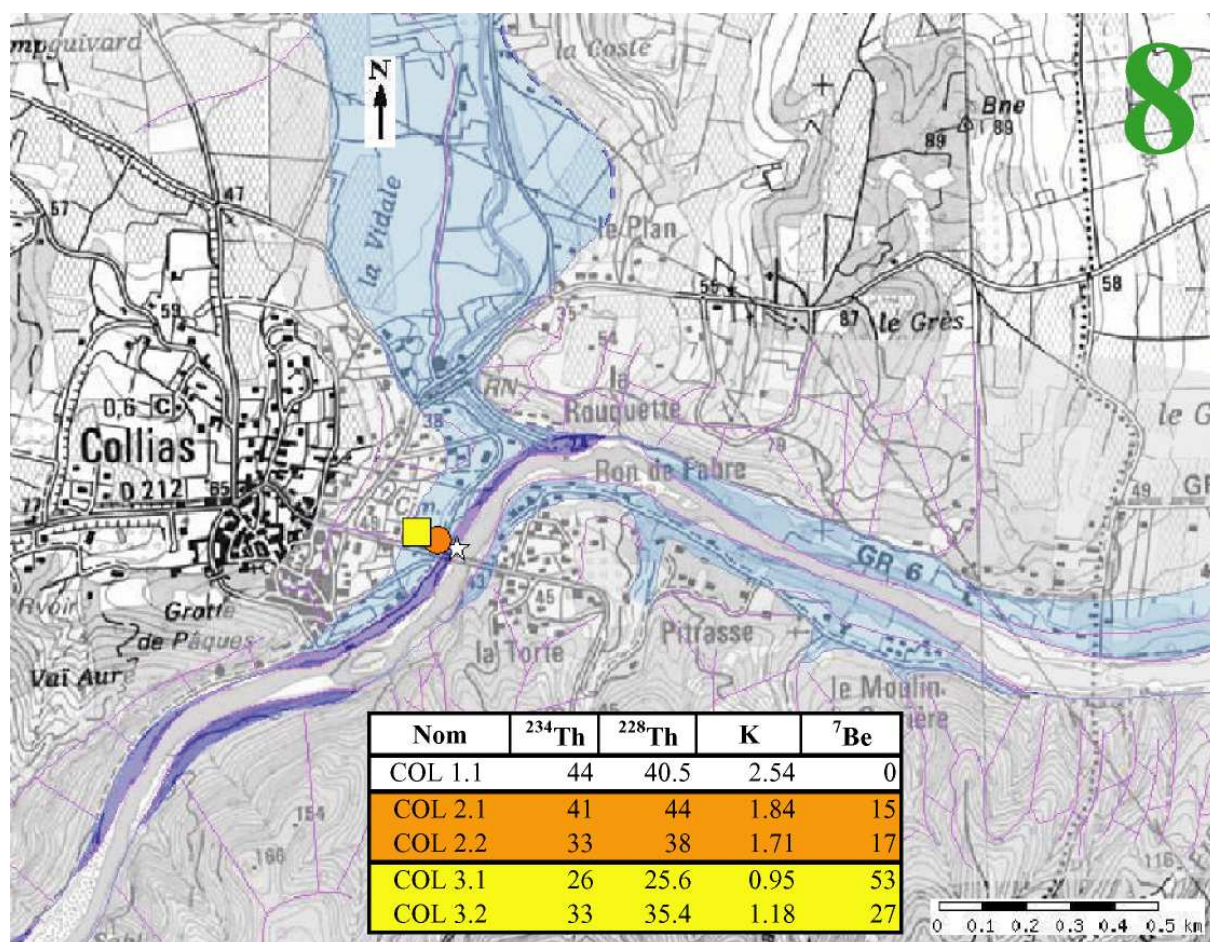
Les prélèvements de Collias (carte 8 : figure 84) ont été réalisés sur trois sites.

Le premier (COL 1.1) se situe en aval du pont, en rive gauche, à la limite entre le lit mineur et le lit moyen. Bien qu'il s'agisse d'un dépôt de la crue, l'échantillon présente une teneur en <sup>7</sup>Be nulle. Ceci peut être dû à son faciès sableux.

Le second site de prélèvement (échantillons COL 2.1 et COL 2.2) se trouve dans un champ du lit majeur ordinaire, en aval du pont. Les deux échantillons présentent des teneurs en <sup>7</sup>Be qui indiquent qu'il s'agit bien d'un dépôt de la crue. Ainsi, l'épaisseur est d'à peu près 4 cm.

Le troisième et dernier site (COL 3.1, COL 3.2) se localise toujours dans le lit majeur ordinaire mais environ 50 m plus au nord/nord-ouest du précédent. Sur ce secteur, la lame d'eau a atteint 1 à 1,5 m. Comme pour les précédents, ces échantillons présentent une teneur en <sup>7</sup>Be ce qui indique qu'il s'agit bien des dépôts de la crue de 2002. Leur épaisseur est de 1,5 à 2 cm.





**Figure 84 :** Carte du Gardon à Collias représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Le dernier lieu de prélèvement se situe au niveau du Pont-du-Gard (carte 12 : figure 85), secteur où les hauteurs d'eau ont atteint des cotes records ennoyant une partie de l'aqueduc romain (photo 3). Le site ayant déjà été nettoyé avant notre passage (notamment le parking et la galerie marchande), nous avons effectué les prélèvements en rive gauche, à environ 100 m en amont de l'ouvrage dans le lit moyen, seul lit qui s'est développé dans ces gorges. La hauteur d'eau au point de prélèvement a atteint plus de 4 m. Les observations de terrain (texture, couleur, et surtout la structure litée du dépôt) apportent la certitude qu'il s'agit de dépôts de la crue. Cependant, aucun des neuf premiers échantillons ne présente de  $^7\text{Be}$  (de PON 1.1 à PON 1.9). L'absence du  $^7\text{Be}$  est probablement due à la granulométrie sableuse de ces échantillons. Seuls les échantillons PON 1.10 et PON 1.11 ont une teneur en  $^7\text{Be}$  notable. Ils représentent sans doute le sol sur lequel les sédiments ont été déposés. Leur texture doit être plus propice à la fixation du  $^7\text{Be}$ . Sur ce secteur, l'épaisseur des dépôts est donc de 18 cm.

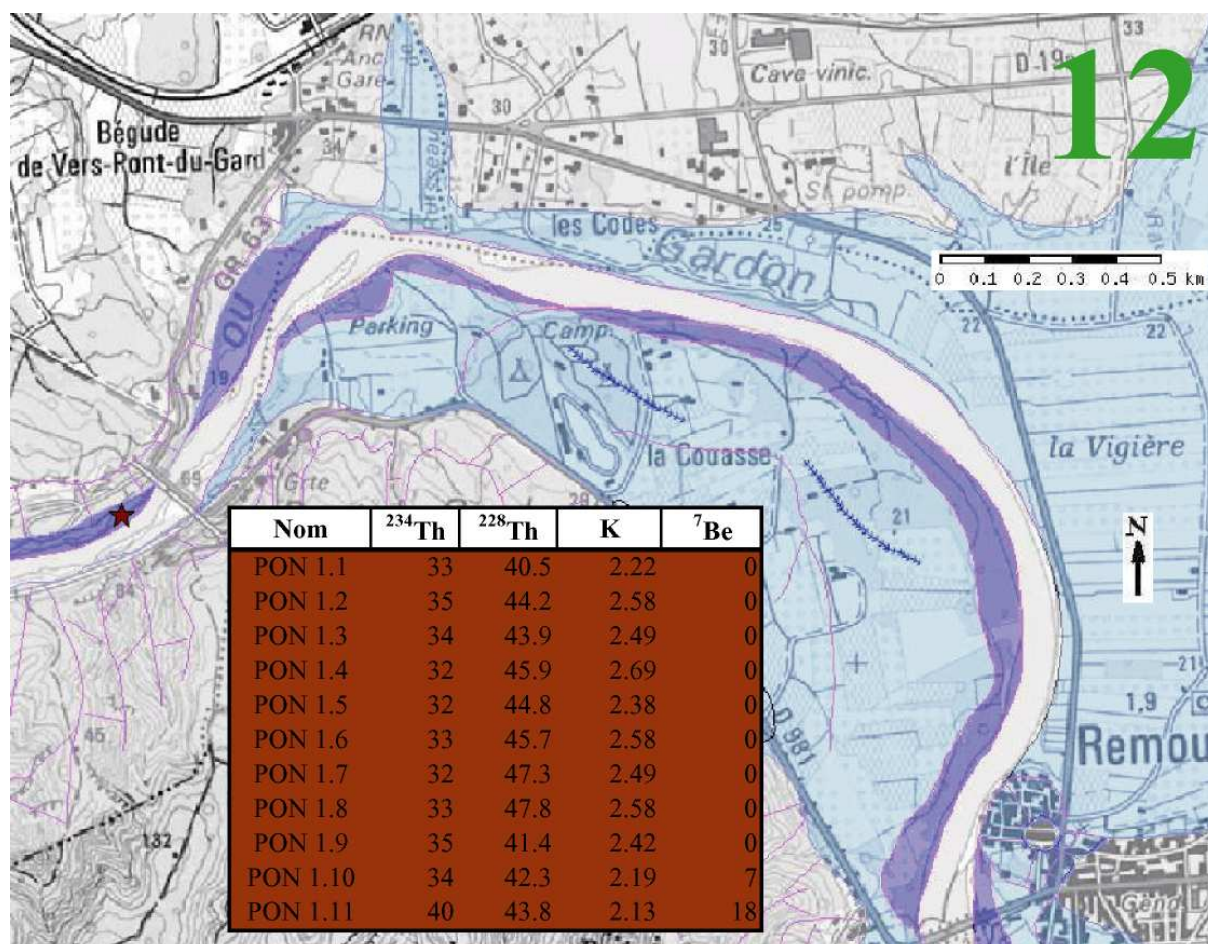


Figure 85 : Carte du Gardon au Pont du Gard représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Ces observations confirment l'exhaussement des lits majeurs, même si les épaisseurs de dépôts sont très variables (de quelques millimètres à plus de 16 cm). Les lits majeurs s'exhaussement donc à des rythmes différents selon les secteurs étudiés. Malgré une lame d'eau importante, la sédimentation est relativement faible comparée à celle mise en évidence sur l'Ouvèze et l'Argent-Double. Cette différence s'explique par la présence d'obstacles qui engendrent une sursédimentation.

Il n'y a pas de logique dans la répartition spatiale des dépôts à l'échelle du bassin-versant. En effet, il aurait été possible que les dépôts soient de plus en plus épais vers l'aval mais ce n'est pas le cas. De même, la nature du substrat ne semble pas être un facteur déterminant. En effet, l'amont du bassin-versant constitué essentiellement de roches granitiques présente des épaisseurs faibles à fortes et il en est de même pour l'aval du bassin-versant qui draine les terrains du bassin sédimentaire. Les observations de terrain mettent en évidence que d'une manière générale, les dépôts sont venus combler les irrégularités du terrain.

Ces premières observations confirment que la datation des dépôts par le  $^7\text{Be}$  peut être une méthodologie efficace mais qui comporte des limites que nous devons mettre en évidence en analysant plus finement la granulométrie. De même, la variabilité spatiale des épaisseurs pose la question de l'origine des sédiments, à laquelle nous essaierons de répondre par l'analyse des teneurs en K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  des échantillons.

1.3.3.1.2. Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau du bassin-versant de la Cèze par l'analyse des teneurs en  $^7\text{Be}$

Pour le bassin-versant de la Cèze, le nombre de sites de prélèvements a été réduit à 4 secteurs. Comme pour le Gardon, chaque secteur étudié est localisé dans l'ensemble du bassin-versant par la figure 86 et est ensuite cartographié à une échelle plus détaillée (figure 87 à la figure 90). La légende des cartes qui suivront se situe en début de partie (figure 74).





**Figure 86 :** Localisation des sections de cours d'eau étudiés pour l'analyse de l'exhaussement des lits majeurs de la Cèze et de la Tave. Chaque numéro fait référence aux cartes suivantes plus précises.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Les prélèvements de Rochegude (carte 4 : figure 87) ont été réalisés sur deux sites différents distants de quelques mètres.

Le premier prélèvement (ROCH 1.1) a été effectué sur la margelle d'un bassin, dans le lit majeur ordinaire au pied de la mairie (photo 29). Ce dépôt d'une épaisseur d'environ 1 cm permet d'éprouver la méthode de détermination des dépôts de crue par le  $^7\text{Be}$  puisque, étant donnée sa localisation, il ne peut être attribuable qu'à la crue de 2002. Il présente effectivement une teneur en  $^7\text{Be}$  notable.

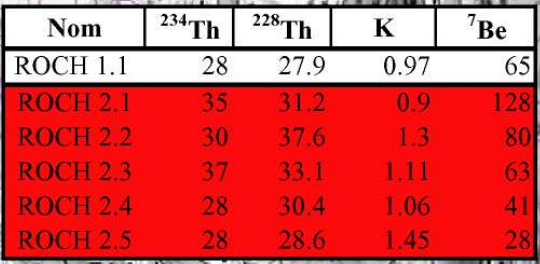


**Photo 29 : Prélèvement sur la margelle d'un bassin, dans le lit majeur ordinaire au pied de la mairie de Rochegude.**

Source : Cliché pris par S. Chave le 27 septembre 2002.

Le deuxième site de prélèvement (échantillons ROCH 2.1, ROCH 2.2, ROCH 2.4, ROCH 2.5) se situe à une vingtaine de mètres de la margelle. Tous ces dépôts présentent également des teneurs en  $^7\text{Be}$  notables. Lors de l'échantillonnage du prélèvement ROCH 2.5, l'observation de la texture, de la couleur, de la structure et de la présence de matière organique permet de dire qu'il s'agit d'un dépôt antérieur à la crue. L'épaisseur du dépôt atteint 8 cm.

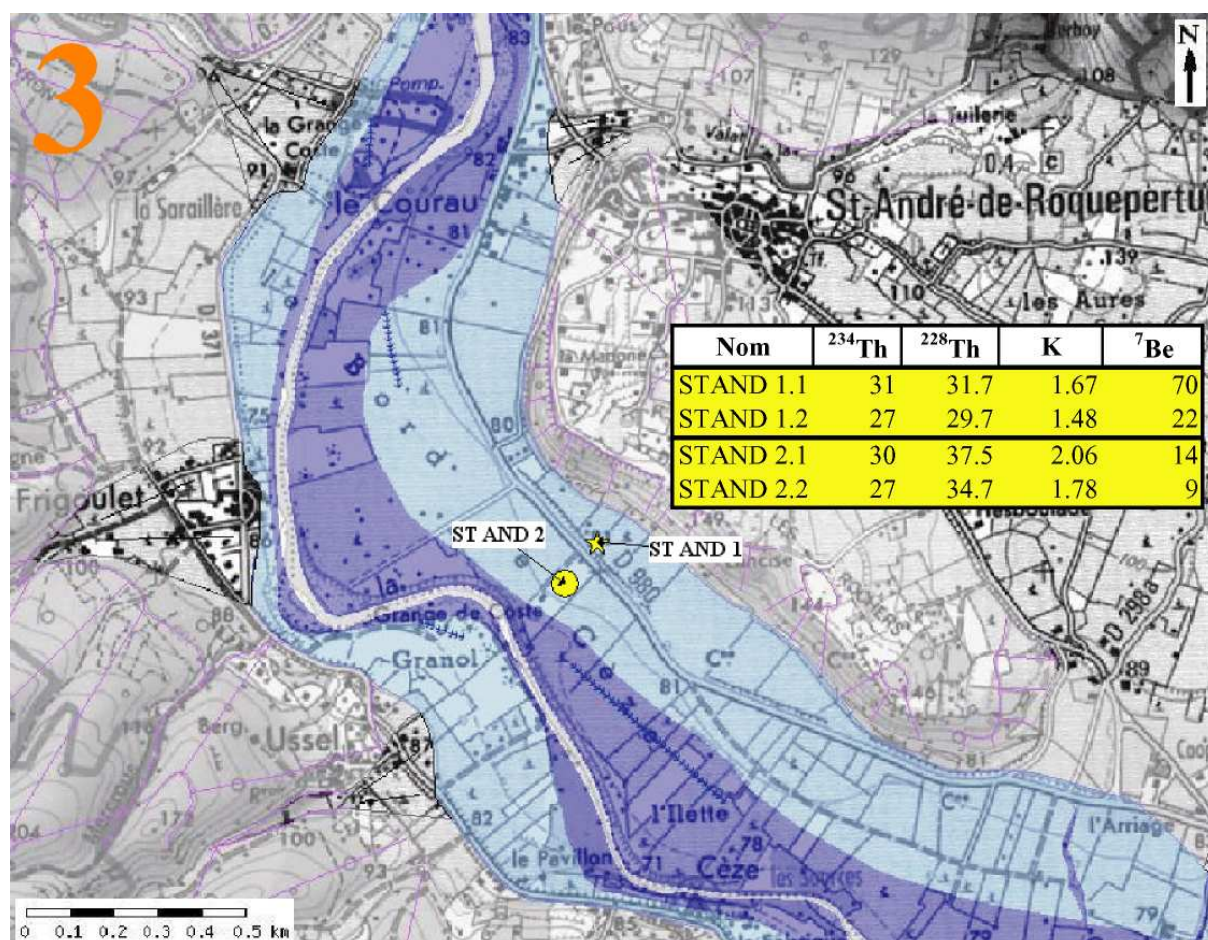




Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Le premier point de prélèvement (ST AND 1.1 et ST AND 1.2) se situe sur le lit majeur exceptionnel sur lequel la hauteur d'eau a été estimée entre 40 et 80 cm. Les dépôts prélevés présentent effectivement des teneurs en  $^7\text{Be}$ . Il s'agit de dépôts liés aux inondations de 2002 dont l'épaisseur est d'environ 3 cm.

224



**Figure 88 :** Carte de la Cèze à Saint-André-de-Roquepertuis représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ ,  $\text{K}$ ,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

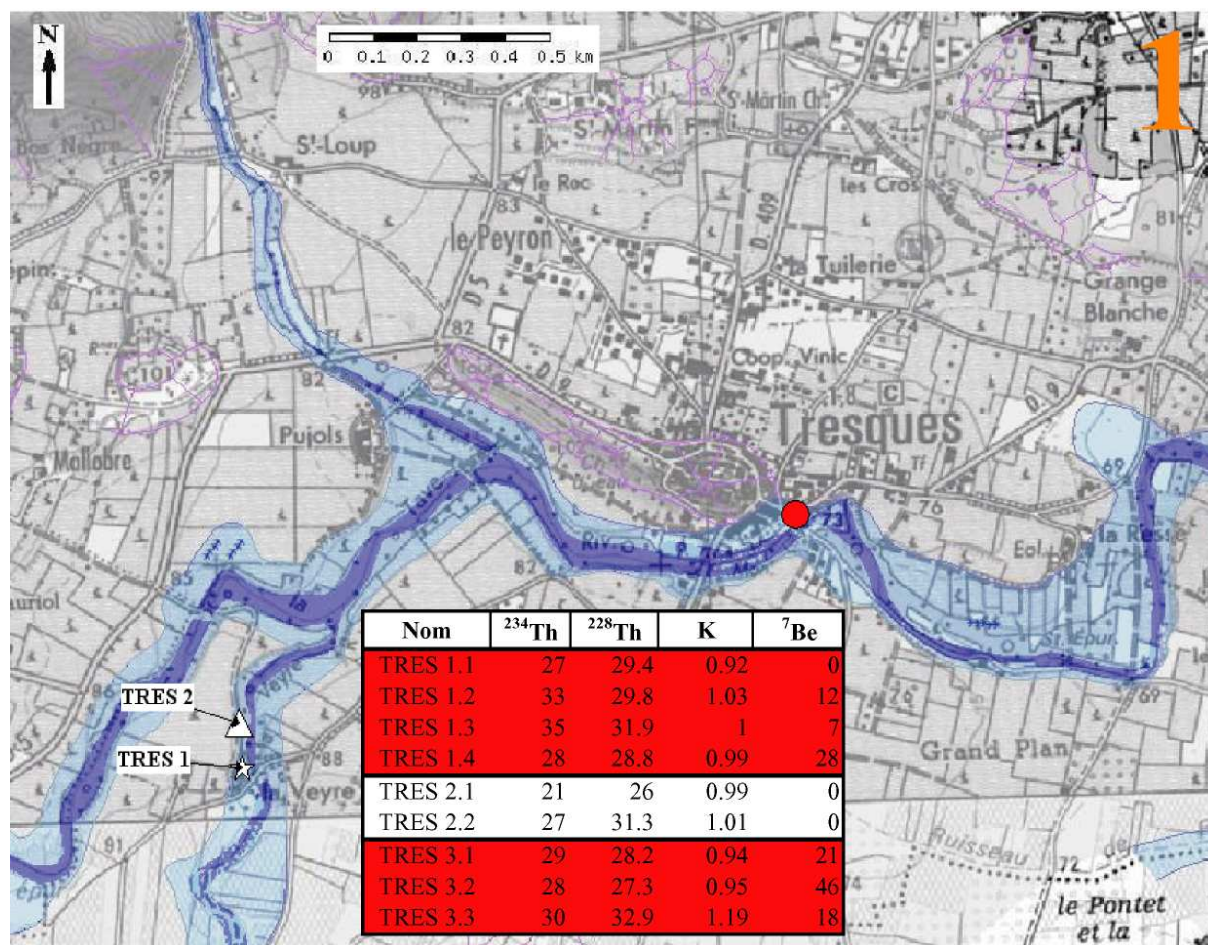
Les prélèvements de Tresques (carte 1 : figure 89) ont été réalisés sur trois sites.

Les deux premiers sites se localisent sur la Veyre qui est un affluent de la Tave. Les premiers échantillons (TRES 1.1, TRES 1.2, TRES 1.3, TRES 1.4) ont été effectués en rive gauche, à l'aval du pont en limite de zone inondée. Cette série de prélèvements est particulière dans le sens où celui qui est le plus en surface présente une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle alors qu'elle est notable pour les suivants. Les observations de terrain (texture, couleur, structure : litage ou absence de litage, la présence de débris de végétaux) permettent de définir que la crue a déposé environ 6 cm de sédiments et que l'échantillon TRES 1.4 est antérieur à la crue. Il sera donc nécessaire de revenir sur ces échantillons lors des analyses granulométriques pour essayer de comprendre ceci.

La deuxième série d'échantillons (TRES 2.1, TRES 2.2) a été prélevée dans le lit majeur ordinaire environ 50 mètres plus en aval que le point précédent. Les deux échantillons présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle. Comme précédemment, les observations de terrain et notamment la structure litée de l'échantillon TRES 2.1 ont permis de définir que l'épaisseur du dépôt est de l'ordre de 5 mm. L'échantillon TRES 2.2 est antérieur à la crue. Il faudra de nouveau faire appel à la granulométrie afin de comprendre ces résultats.

Le dernier point de prélèvement (TRES 3.1, TRES 3.2, TRES 3.3) se situe dans le lit majeur ordinaire de la Tave (affluent de la Cèze), au sud de Tresques. Les échantillons présentent tous une teneur en  $^7\text{Be}$  significative ce qui signifie que les dépôts sont bien ceux dus aux inondations de 2002, ce qui leur attribue une épaisseur de 6 cm.

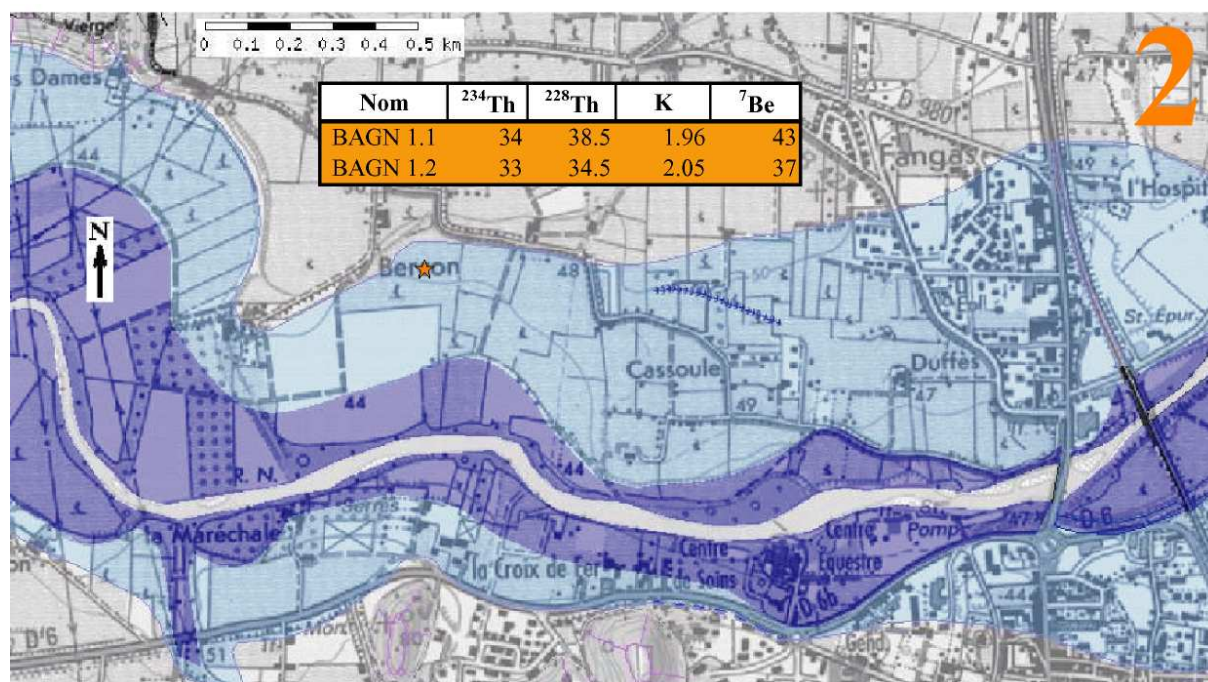




**Figure 89 :** Carte de la Veyre (affluent de la Tave) et de la Tave (affluent de la Cèze) à Tresques représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de <sup>7</sup>Be, K, <sup>228</sup>Th et <sup>234</sup>Th (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Les prélèvements de Bagnols-sur-Cèze (carte 2 : figure 90) ont été réalisés sur un seul site qui se trouve dans le lit majeur ordinaire ou exceptionnel de la Cèze, en rive gauche (au moment de la rédaction, les recherches concernant la détermination de cette surface sont encore en cours). La teneur en <sup>7</sup>Be de ces échantillons (BAGN 1.1, BAGN 1.2) indique qu'il s'agit bien de dépôts de la crue de 2002 et que malgré leur position distale, l'épaisseur est de l'ordre de 3 cm.



**Figure 90 :** Carte de la Cèze à Bagnols-sur-Cèze représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de  $^7\text{Be}$ , K,  $^{228}\text{Th}$  et  $^{234}\text{Th}$  (en Bq/kg).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.carto.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Ces observations confirment là encore, l'exhaussement des lits majeurs, même si les épaisseurs de dépôts sont très variables (de quelques millimètres à 8 cm). Les lits majeurs s'exhaussement donc à des rythmes différents selon les secteurs étudiés mais la répartition des épaisseurs est plus homogène dans le bassin-versant de la Cèze que dans celui du Gardon. Ceci peut être dû au simple fait que le nombre d'échantillons est nettement moins important. Malgré cette homogénéité, il n'y a pas de logique dans la répartition spatiale des dépôts. Il est difficile de voir le rôle de la lithologie puisque tous les prélèvements ont été effectués dans les terrains du bassin sédimentaire.

Ces observations confirment que la datation des dépôts par le  $^7\text{Be}$  est une méthodologie efficace mais qu'il est effectivement nécessaire d'éprouver la méthode afin d'en démontrer les limites pour qu'elle puisse être utilisée plus efficacement à l'avenir.

#### 1.3.3.1.3. Conclusion sur l'estimation des dépôts de crue par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$

A partir de ces premiers travaux qui consistaient à utiliser le  $^7\text{Be}$  dans le but de quantifier l'épaisseur des dépôts d'une crue, il s'avère que la méthodologie est efficace. Elle pourrait même être utilisable lors des cartographies de zones inondées lorsqu'il existe des incertitudes. Cependant, ces travaux soulèvent des interrogations quant aux limites d'utilisation du  $^7\text{Be}$ . En effet, le taux de  $^7\text{Be}$  est fonction de la granulométrie : si elle est trop grossière, ce taux est nul, même pour les dépôts de la crue de septembre 2002. En revanche, il semble qu'avec des matériaux fins, on distingue bien les dépôts de cette crue et les dépôts antérieurs quand ils sont accumulés les uns sur les autres. Ces affirmations seront précisées par l'étude de la granulométrie des échantillons.

Il existe également des cas particuliers pour lesquels nous n'avons pas d'hypothèses avec des arguments solides. En effet, sur certains secteurs, les résultats sont inverses du cas général car c'est le sol antérieur qui est plus riche en  $^7\text{Be}$  que les dépôts de la crue. Y a-t-il encore une fois un lien avec la granulométrie ou bien un autre argument explicatif existe-t-il ? Dans, l'état actuel de nos connaissances, seul l'argument de la granulométrie pourra être vérifié.

### 1.3.3.2. Les analyses granulométriques des échantillons démontrent les limites de l'utilisation du $^7\text{Be}$

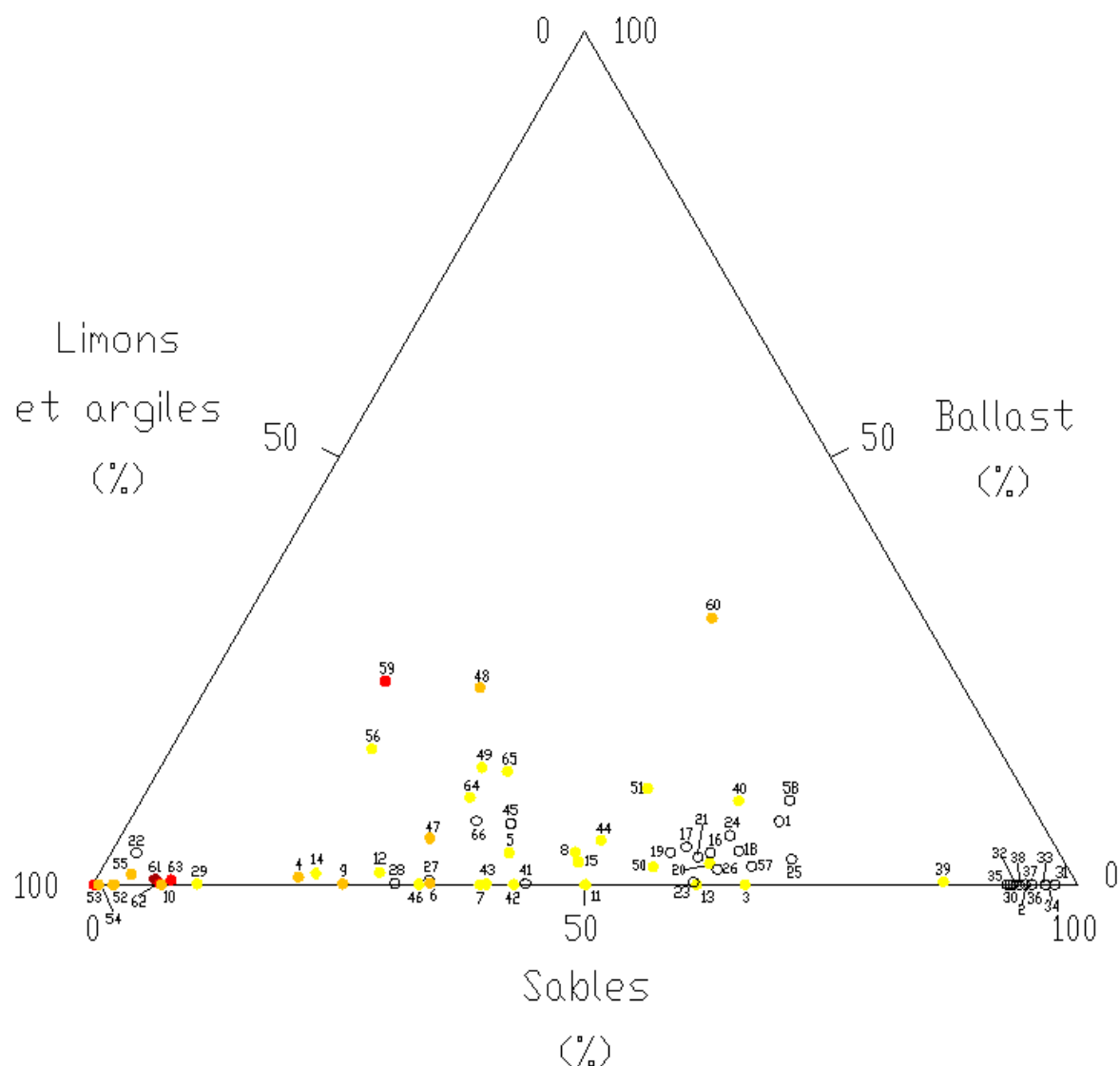
#### 1.3.3.2.1. Le rapport entre la texture et la teneur en $^7\text{Be}$

A partir des 66 échantillons qui ont subi des analyses granulométriques, nous démontrerons l'efficacité et les limites de la méthode de détermination des dépôts de crue par l'analyse de la teneur en  $^7\text{Be}$ . Un premier document qui présente le rapport entre la texture des échantillons et leur teneur en  $^7\text{Be}$  a été réalisé (figure 91). Les classes des teneurs en  $^7\text{Be}$  ont été déterminées par analyses de l'histogramme des fréquences des valeurs.

D'une manière générale, on observe que plus la texture est grossière, plus la teneur en  $^7\text{Be}$  décroît, et inversement. La qualité des résultats des analyses est donc contrôlée par la teneur des échantillons en sables et en limons-argiles. Plus la proportion de limons-argiles est importante, plus les teneurs en  $^7\text{Be}$  mesurées sont fortes. Il existe donc un seuil en deçà duquel les analyses s'avèrent inutiles. Ces observations confirment que les dépôts de lits majeurs ont un faciès idéal puisqu'il est en général très riche en limons-argiles.

A partir de ce graphique, on observe également que certains échantillons présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle alors que leur granulométrie est fine. Il s'agit en général des échantillons qui ont été prélevés suffisamment en profondeur pour atteindre la surface topographique antérieure à la crue.





Quantités de  $^7\text{Be}$  ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ ) :

- $^7\text{Be} \geq 135$
- $135 > ^7\text{Be} \geq 70$
- $70 > ^7\text{Be} \geq 33$
- $33 > ^7\text{Be} > 0$
- 0

1	AND 1-2	23	ATT 5-12	45	TRES 2-1
2	COL 1-1	24	ATT 5-13	46	TRES 3-1
3	COL 2-1	25	ATT 5-14	47	BAGN 1-1
4	COL 3-1	26	ATT 5-15	48	BAGN 1-2
5	COL 3-2	27	BRI 1-1	49	STAND 1-2
6	ATT 1-1	28	BRI 1-2	50	STAND 2-1
7	ATT 1-2	29	BRI 1-3	51	STAND 2-2
8	ATT 1-3	30	PON 1-1	52	ROCH 1-1
9	ATT 1-4	31	PON 1-2	53	ROCH 2-2
10	ATT 2-1	32	PON 1-3	54	ROCH 2-3
11	ATT 2-2	33	PON 1-4	55	ROCH 2-4
12	ATT 3-1	34	PON 1-5	56	ROCH 2-5
13	ATT 4-1	35	PON 1-6	57	ROU 1-1
14	ATT 5-1	36	PON 1-7	58	ROU 1-3
15	ATT 5-2	37	PON 1-8	59	ALES 1-1
16	ATT 5-4	38	PON 1-9	60	ALES 1-2
17	ATT 5-5	39	PON 1-10	61	ALES 2-1
18	ATT 5-6	40	PON 1-11	62	ALES 2-2
19	ATT 5-7	41	TRES 1-1	63	ALES 2-3
20	ATT 5-8	42	TRES 1-2	64	BON 1-1
21	ATT 5-10	43	TRES 1-3	65	BON 1-2
22	ATT 5-11	44	TRES 1-4	66	BON 1-3

Figure 91 : Evaluation du taux de  $^7\text{Be}$  en fonction de la texture des échantillons.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Ce graphique permet également de répondre à certaines des interrogations qui étaient restées en suspens.

Les dépôts prélevés à Anduze sont ceux de la crue de 2002 mais leur teneur en  $^7\text{Be}$  est nulle. Leur texture est trop grossière pour que le  $^7\text{Be}$  puisse se fixer. Il en est de même pour les dépôts prélevés sur l'Avène à Rousson.

Pour les prélèvements situés à Attuech (ATT 1.1, ATT 1.2, ATT 1.3, ATT 1.4), dans le lit moyen, l'analyse de la texture confirme que l'échantillon prélevé le plus en profondeur a une granulométrie nettement plus fine que les précédents. Il s'agit donc bien d'un dépôt antérieur et sa teneur en  $^7\text{Be}$  plus importante se justifie par sa granulométrie plus fine. Cependant, le sol antérieur à la crue devrait présenter des teneurs en  $^7\text{Be}$  nulle ou quasiment nulle. Mais si celui-ci présente une texture favorable à sa fixation, il n'est pas exclu que lors de l'inondation, avant le dépôt des sédiments, l'eau ait pu imbiber ce sol ce qui aurait permis la fixation du  $^7\text{Be}$ . La surface antérieure à l'accumulation des dépôts de crue peut également présenter des teneurs en  $^7\text{Be}$ , puisqu'elle était exposée à l'atmosphère.

Le même type de réflexion a été établi pour les prélèvements du cinquième site d'Attuech. En effet, les six premiers échantillons présentent un grano-classement vertical de la surface vers la profondeur, du plus fin vers le plus grossier. Ce grano-classement vertical justifie que les trois premiers échantillons (ATT 5.1 ; ATT 5.2 et ATT 5.3) présentent des teneurs en  $^7\text{Be}$  notables alors que les suivants (ATT 5.4, ATT 5.5, ATT 5.6, ATT 5.7), plus grossiers bien qu'appartenant à la même crue présentent une teneur nulle. La seule incohérence réside dans le fait que si l'échantillon ATT 5.8 est bien celui qui représente la surface du sol avant la crue et qu'il possède une teneur en  $^7\text{Be}$  non nulle du fait d'une imbibition d'eau en début d'événement, sa texture similaire aux échantillons précédents ne justifie pas le fait que le  $^7\text{Be}$  se soit fixé sur ce sédiment et pas sur les précédents.

Pour les échantillons prélevés à Brignon, la texture des deux premiers échantillons présente effectivement une granulométrie plus grossière que l'échantillon prélevé le plus en profondeur. Ceci explique l'absence de  $^7\text{Be}$  pour les échantillons BRI 1.1 et BRI 1.2 alors qu'il s'agit bien de dépôts de la crue. Si on considère l'ensemble des échantillons, ceux-ci ont une texture bien plus fine que d'autres échantillons qui présentent une teneur en  $^7\text{Be}$ . Est-il donc plus judicieux de travailler à l'échelle du site et comparer les résultats des teneurs en  $^7\text{Be}$  de manière relative ou bien faut-il les confronter aux résultats obtenus pour l'ensemble du bassin-versant ? Dans le cadre de ces travaux, il a été choisi de travailler d'abord à l'échelle du site, puis de voir s'il se dégageait une logique à plus petite échelle. L'inverse n'est pas possible.

Pour les échantillons prélevés sur le lit moyen de l'Alzon (BON 1.1, BON 1.2, BON 1.3), au lieu-dit « Pont-des-Charrettes », la teneur en  $^7\text{Be}$  qui est nulle pour le dernier échantillon n'est pas liée à la granulométrie puisqu'elle est quasiment identique pour les trois échantillons. Il est donc possible que l'échantillon le plus profond représente le sol avant la crue.

Pour l'échantillon COL 1.1, prélevé à en amont du pont de Collias, sa teneur en  $^7\text{Be}$  qui est nulle est due à sa granulométrie très grossière. Cet échantillon est essentiellement sableux et n'a pas suffisamment de limons-argiles pour que le  $^7\text{Be}$  puisse se fixer.

Pour les échantillons prélevés en amont du Pont du Gard, leur texture est quasiment exclusivement sableuse sauf pour les deux échantillons les plus profonds (PON 1.10 et PON 1.11) qui sont un peu plus limono-argileux. Cette différence de texture permet de distinguer les dépôts de la crue et les dépôts antérieurs. Elle permet également de comprendre pourquoi la teneur en  $^7\text{Be}$  est nulle pour les neuf premiers échantillons (trop grossiers) et notable pour les deux derniers. Cependant, s'il s'agit effectivement du sol antérieur à la crue la teneur

devrait également être proche de zéro mais ce n'est pas le cas. Ceci est contradictoire à moins d'admettre (comme nous l'avons fait précédemment) que lors de cette crue et avant que le dépôt ait eu lieu, la surface était exposée à l'atmosphère ou que l'eau de la crue ait imbibé le sol, lui conférant une teneur en  $^7\text{Be}$  non négligeable.

Pour les échantillons de la Cèze prélevés dans le lit majeur ordinaire, à Rochegude, le dernier échantillon (ROCH 2.5) est antérieur à la crue, ce qui est confirmé par l'analyse de la texture qui révèle qu'elle est différente de celle des échantillons précédents. Il est donc possible que sa teneur en  $^7\text{Be}$  soit due à son exposition à l'atmosphère ou au fait que le sol ait été inondé avant que les dépôts n'aient pu avoir lieu.

Pour les prélèvements se localisant sur la Veyre (TRES 1.1, TRES 1.2, TRES 1.3, TRES 1.4), la série de prélèvements présente la particularité que l'échantillon qui est le plus en surface a une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle alors que les suivants ont une teneur notable. Le diagramme triangulaire nous permet de voir que le premier échantillon est légèrement plus grossier que le second et le troisième mais qu'il l'est moins que le quatrième. Au vu des trois premiers échantillons, il est possible que l'absence de  $^7\text{Be}$  soit due à la nature plus grossière du premier échantillon. Mais, le dernier échantillon vient contredire cette hypothèse d'autant plus que les variations de texture ne sont pas très importantes. A ce stade des analyses aucune réponse satisfaisante ne peut être apportée. Pour la deuxième série d'échantillons (TRES 2.1, TRES 2.2) qui a été prélevée dans le lit majeur ordinaire environ 50 mètres plus en aval que le point précédent, les deux échantillons présentent une teneur en  $^7\text{Be}$  nulle. Ceci est sans aucun doute dû au caractère grossier des échantillons.

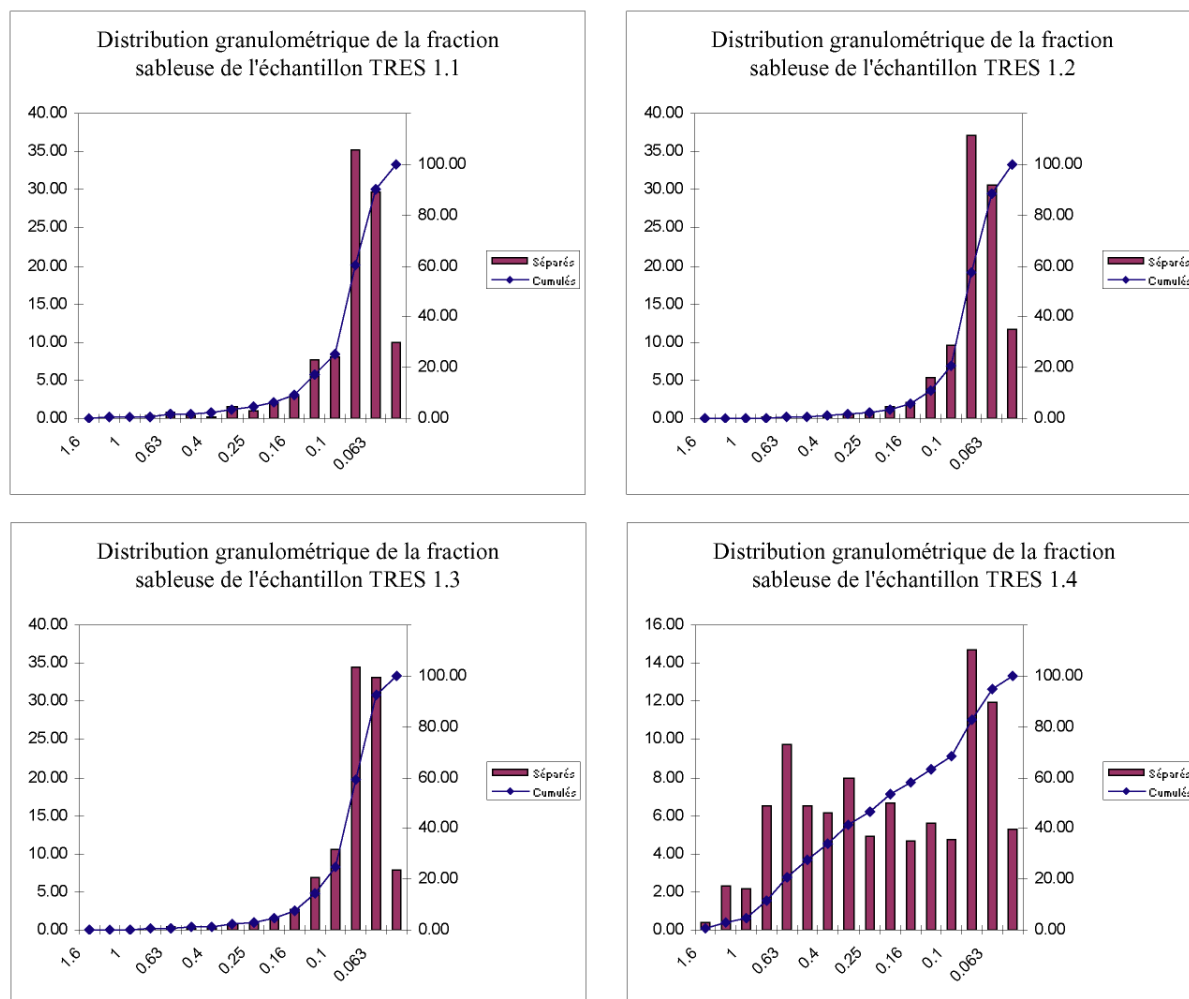
L'analyse du diagramme triangulaire a permis de mettre en évidence la corrélation qui existe entre la texture du sédiment et sa capacité à fixer le  $^7\text{Be}$ . Son étude plus fine a apporté quelques réponses aux questions préalablement soulevées et qui étaient restées en suspens. Pour certains des points de prélèvements, il est nécessaire de passer à une analyse encore plus fine afin d'essayer de résoudre les problèmes évoqués.

#### 1.3.3.2.2. La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées

L'analyse granulométrique de la fraction sableuse ne s'avère intéressante que pour le cas des prélèvements de Tresques se localisant sur la Veyre. Les granulométries de la fraction sableuse de tous les autres échantillons sont disponibles en annexe 1.1.5 et en annexe 1.1.6.

L'analyse de la fraction sableuse (figure 92) permet de distinguer les trois premiers échantillons (TRES 1.1, TRES 1.2, TRES 1.3) du dernier (TRES 1.4). En effet, les trois premiers ont une courbe granulométrique de type sigmoïde caractéristique des dépôts de lit majeur. En revanche, l'échantillon TRES 1.4 a une courbe qui tend vers une droite. Le sédiment est nettement moins bien classé. Ces observations permettent d'attribuer les trois premiers échantillons à la crue de 2002 et de définir le sol avant la crue grâce à l'échantillon TRES 1.4. Mais ceci est en totale incohérence avec les teneurs en  $^7\text{Be}$  car la teneur croît avec la profondeur alors que la part de limon-argile reste à peu près constante. Dans tous les échantillons, elle est supérieure à 45%. La granulométrie ne peut donc être la raison de l'absence de  $^7\text{Be}$  pour le premier échantillon et de sa présence dans le dépôt du sol antérieur. L'épaisseur du dépôt figurée sur la cartographie (figure 89) est donc juste. Cependant, dans

l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'expliquer les teneurs en  $^7\text{Be}$  de ces échantillons.



**Figure 92 : Granulométrie de la fraction sableuse des échantillons prélevés dans le lit majeur ordinaire de la Veyre à Tresques.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 1.3.3.2.3. Conclusion

L'étude de la texture des échantillons a mis en évidence le rôle de la granulométrie et confirme que l'utilisation du  $^7\text{Be}$  doit se limiter aux dépôts les plus fins. Cette méthode de quantification de dépôts de crue est bien appropriée mais elle doit rester cantonnée aux dépôts de lit majeur car son inefficacité sur les dépôts plus grossiers des lits moyens a été démontrée. L'utilisation de cette méthode afin de déterminer le champ maximal d'une inondation peut s'avérer efficace en l'absence de laisses de crue. En effet, la limite d'extension maximale se situe dans la partie la plus distale et c'est donc sur ce secteur que les dépôts observés sont en général les plus fins et donc les plus à même d'être utilisés avec cette méthode. A l'inverse du principe que nous avons utilisé, c'est-à-dire effectuer des prélèvements en profondeurs afin de retrouver le sol initial (anté-crue), il faudrait effectuer des transects partant du lit majeur à l'encaissant pour estimer de manière précise la limite de l'inondation.

Comme nous l'avons vu précédemment, les épaisseurs de dépôts observées sont très variables et il ne semble pas qu'elles aient de logique spatiale. Afin d'essayer de comprendre

d'où proviennent les sédiments et quel a été le rôle des affluents, les teneurs en Potassium, en Thorium-234 et en Thorium-228 vont être analysées.

### 1.3.3.3. Essai de détermination de l'origine des sédiments à partir de l'analyse de la teneur en $^{234}\text{Th}$ , $^{228}\text{Th}$ , K

La teneur en  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$  et en K a été évaluée en même temps que la teneur en  $^7\text{Be}$ . Le tableau de synthèse qui regroupe toutes les analyses isotopiques se situe en annexe 2. Pour cette partie du travail, seuls les échantillons prélevés les plus en surface ont été utilisés puisqu'il fallait être certain qu'il s'agissait d'un dépôt de la crue.

#### 1.3.3.3.1. Le cas du bassin-versant de la Cèze

La teneur en  $^{234}\text{Th}$  ne présente pas une évolution constante d'amont en aval (tableau 17). En effet, que l'on considère les valeurs minimales ou bien les valeurs maximales, la teneur diminue entre les deux premiers points de prélèvements (Rochegude et Saint-André-de-Roquepertuis). Elle augmente ensuite sensiblement entre Saint-André-de-Roquepertuis et Bagnols-sur-Cèze. Les prélèvements effectués sur la Veyre (affluent de la Tave) présentent des teneurs plus faibles. En revanche, pour les échantillons effectués sur la Tave (affluent de la Cèze), les valeurs sont plus proches de celles obtenues pour la Cèze.

A partir de ces observations, des hypothèses peuvent être émises et l'analyse des autres isotopes permettra de les éprouver. En effet, ces résultats montrent que la teneur en isotope est fonction du substrat drainé. La Veyre et la Tave qui drainent uniquement les formations du bassin sédimentaire ont des teneurs plus faibles que la Cèze qui draine non seulement les mêmes formations mais également le massif granitique. D'une manière plus précise, les valeurs fortes de la Cèze seraient dues aux apports de sédiments du massif granitique. La variation à la baisse entre Rochegude et Saint-André-de-Roquepertuis est due à la présence d'un affluent de rive gauche qui draine uniquement le bassin sédimentaire. Cependant, ceci est contradictoire avec la valeur obtenue à Bagnols-sur-Cèze puisqu'elle est plus importante alors que la Cèze reçoit avant cette commune d'autres affluents qui ne drainent que le bassin sédimentaire. La valeur légèrement plus importante du prélèvement effectué sur la Tave par rapport à ceux effectués sur la Veyre peut être due à une remontée des eaux de la Cèze, lors de la crue, dans son affluent direct.

Les teneurs en  $^{228}\text{Th}$  et en K évoluent différemment de la teneur en  $^{234}\text{Th}$ . Sur la Cèze, que l'on considère les valeurs maximales ou minimales, la teneur des échantillons en ces deux isotopes augmente d'amont en aval. Etant donné, les valeurs plus faibles des échantillons prélevés sur les affluents ne drainant que le bassin sédimentaire, une nouvelle hypothèse plus plausible est émise. En effet, si les teneurs augmentent régulièrement c'est que les apports des affluents drainant le bassin sédimentaire n'ont pas été tels qu'ils les ont fait diminuer. On peut donc penser qu'au niveau du bassin sédimentaire, les versants ont fourni du matériel mais que la capacité de transport des cours d'eau n'a pas été suffisante pour que ce matériel vienne s'ajouter en quantité suffisante pour que la nature des sédiments transportés par la Cèze depuis son bassin-versant amont granitique soit altérée. Les versants et les cours d'eau du



bassin sédimentaire ont permis la mobilisation de matériel mais qui n'a pas été transporté très loin et qui a donc sédimenté localement.

	Cours d'eau	Communes de localisation du prélèvement	Nom de l'échantillon	$^{234}\text{Th}$	$^{228}\text{Th}$	K
Bassin-versant de la Cèze	Cèze	Rochegeude	ROCH 1.1	28	27,9	0,97
			ROCH 2.1	35	31,12	0,9
		Saint-André-de-Roquepertuis	ST AND 1.1	31	31,7	1,67
			ST AND 2.1	27	29,7	1,48
		Bagnols-sur-Cèze	BAGN 1.1	34	38,5	1,96
	Affluent de la Cèze	Tresques	TRES 1.1	27	29,4	0,92
			TRES 2.1	21	26	0,99
			TRES 3.1	29	28,2	0,94

**Tableau 17 : Teneur en  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$  et en K (en Bq/kg) des échantillons prélevés dans le bassin-versant de la Cèze.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les analyses effectuées par P. Bonté.

#### 1.3.3.3.2. Le cas du bassin-versant du Gardon

Les teneurs en  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$  et en K évoluent de la même manière (tableau 18). De l'échantillon prélevé le plus à l'amont (AND 1.1) à celui prélevé le plus en aval (PON 1.1), on observe une décroissance irrégulière des valeurs. Les valeurs les plus fortes sont mesurées à Anduze. Des valeurs moins fortes mais tout aussi importantes sont notées pour les affluents du Gardon qui drainent son bassin-versant amont. A Attuech, les valeurs sont plus faibles qu'à Anduze mais toujours fortes. Après la réunion des différentes branches amont, un pic est mesuré à Brignon, puis des valeurs plus faibles à nettement plus faibles sont mesurées dans la partie aval. Pour les affluents, ceux qui drainent le bassin-versant amont présentent des valeurs relativement fortes alors que l'Esquielle, qui draine uniquement le bassin sédimentaire, présente les valeurs les plus faibles. L'Alzon (affluent de rive gauche à Uzès) présente quant à lui une valeur faible mais plus forte que celle de l'Esquielle.

Comme pour la Cèze, ces observations permettent d'exposer des hypothèses. En effet, il existe des différences notables entre les valeurs mesurées sur les cours d'eau qui drainent le massif granitique et ceux qui drainent le bassin sédimentaire. A l'inverse de la Cèze, les affluents ont un rôle plus important dans les variations des teneurs en isotopes du Gardon. En effet, le pic de Brignon s'explique par les apports simultanés de l'ensemble des cours d'eau qui drainent le bassin-versant amont puisque les différentes branches du Gardon se réunissent avant Brignon. Les valeurs légèrement moins fortes du sous-bassin du Gardon d'Alès modèrent les valeurs les plus fortes du sous-bassin d'Anduze. La diminution sensible notée à La Calmette et Dions est due aux apports notables des cours d'eau qui rejoignent le Gardon en amont de ces points de prélèvements. Il faut rappeler que l'Esquielle est le cours d'eau qui présente la valeur la plus faible et qu'elle ne draine que le bassin sédimentaire. Deux autres affluents importants rejoignent le Gardon en rive gauche et ne drainent également que le bassin sédimentaire. Les valeurs augmentent ensuite à Collias et au Pont du Gard juste après que le Gardon ait reçu les eaux de l'Alzon.

A contrario de la Cèze, l'ensemble du bassin-versant a fonctionné et avec une énergie telle que les sédiments mis en mouvement par les affluents dans le bassin sédimentaire sont venus s'ajouter à ceux provenant de la partie amont du bassin-versant. D'un point de vue sédimentaire, il ne s'agit donc pas seulement d'une crue cévenole puisque l'ensemble du bassin-versant a fonctionné simultanément et que les apports des affluents drainant le bassin sédimentaire ont un rôle prépondérant.

	Cours d'eau	Communes de localisation du prélèvement	Nom de l'échantillon	$^{234}\text{Th}$	$^{228}\text{Th}$	K
Bassin-versant du Gardon	Gardon	Anduze	AND 1.1	79	65,1	2,82
		Attuech	ATT 1.1	45	36	1,98
			ATT 2.1	35	36,3	1,92
			ATT 3.1	34	31,8	1,68
		Brignon	BRI 1.1	54	51,9	2,77
		La Calmette	CAL 1.1	23	32,1	1,15
			CAL 2.1	28	35,2	1,44
		Dions	DIONS 1.1	32	41,7	1,72
			DIONS 2.1	37	46,7	2,11
		Collias	COL 1.1	44	40,5	2,54
			COL 2.1	41	44	1,84
			COL 3.1	26	25,6	0,95
		Pont-du-Gard	PON 1.1	33	40,5	2,22
	Affluents du Gardon	Alès	ALES 1.1	34	28,3	1,05
			ALES 2.1	48	32,6	1,59
		Rousson	ROU 1.1	29	26	1,84
		Attuech	ATT 4.1	26	34,2	1,36
			ATT 5.1	36	35,6	1,89
		Saint-Geniès-de-Malgoirès	ST GEN 1.1	13	17,3	1,23
		Uzès	BON 1.1	24	18,1	0,63

**Tableau 18 : Teneur en  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{228}\text{Th}$  et en K (en Bq/kg) des échantillons prélevés dans le bassin-versant du Gardon.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après les analyses effectuées par Bonté P.

#### 1.3.3.3. Conclusion

Les observations sur la teneur en isotopes tels que le thorium-243, le thorium-228 et le Potassium mettent en évidence les fonctionnements des deux bassins-versants.

Pour la Cèze, c'est la partie aval qui a essentiellement fonctionné. Les affluents n'ont pas permis le transport sur de longues distances des sédiments mobilisés sur leurs versants. Cependant, au vu du faible nombre de prélèvements, il faut rester prudent quant à la crédibilité de ces conclusions. De plus, il aurait été plus efficace d'effectuer des prélèvements sur les grands types de substrats présents dans les bassins-versants afin d'établir un référentiel.

En revanche, pour le Gardon, le rôle des affluents dans la construction de la plaine alluviale a été clairement démontré. Bien que la partie amont ait fourni du matériel, il ne faut

pas négliger les apports du bassin sédimentaire et des affluents qui le drainent. D'un point de vue sédimentaire, il ne s'agit pas d'une crue typiquement cévenole, puisqu'une prédominance des dépôts d'origine granitique et une faiblesse de l'influence des dépôts dus aux affluents du bassin sédimentaire n'ont pas été observées.

Ces observations pour la Cèze et le Gardon sont confirmées par l'image radar des cumuls de précipitations des 8 et 9 septembre 2002 (figure 93). En effet, d'après cette figure, le maximum des cumuls de précipitations ne se trouve pas sur les Cévennes mais entre Anduze/Alès et Dions pour le Gardon et entre Rochegude et Saint-André-de-Roquepertuis pour la Cèze.

Ces travaux sur la quantification des dépôts de la crue de 2002 dans les plaines alluviales du Gardon et de la Cèze seront complétés ultérieurement par la prise en compte de deux autres isotopes : le  $^{137}\text{Cs}$  et le  $^{210}\text{Pb}$ . Leur teneur n'avait pas été prise en compte car il était préférable de se concentrer dans un premier temps sur les isotopes dont la demie-vie est adaptée à la problématique développée ainsi que le Potassium car sa teneur varie en fonction de la nature du substrat (Paré, 1996).

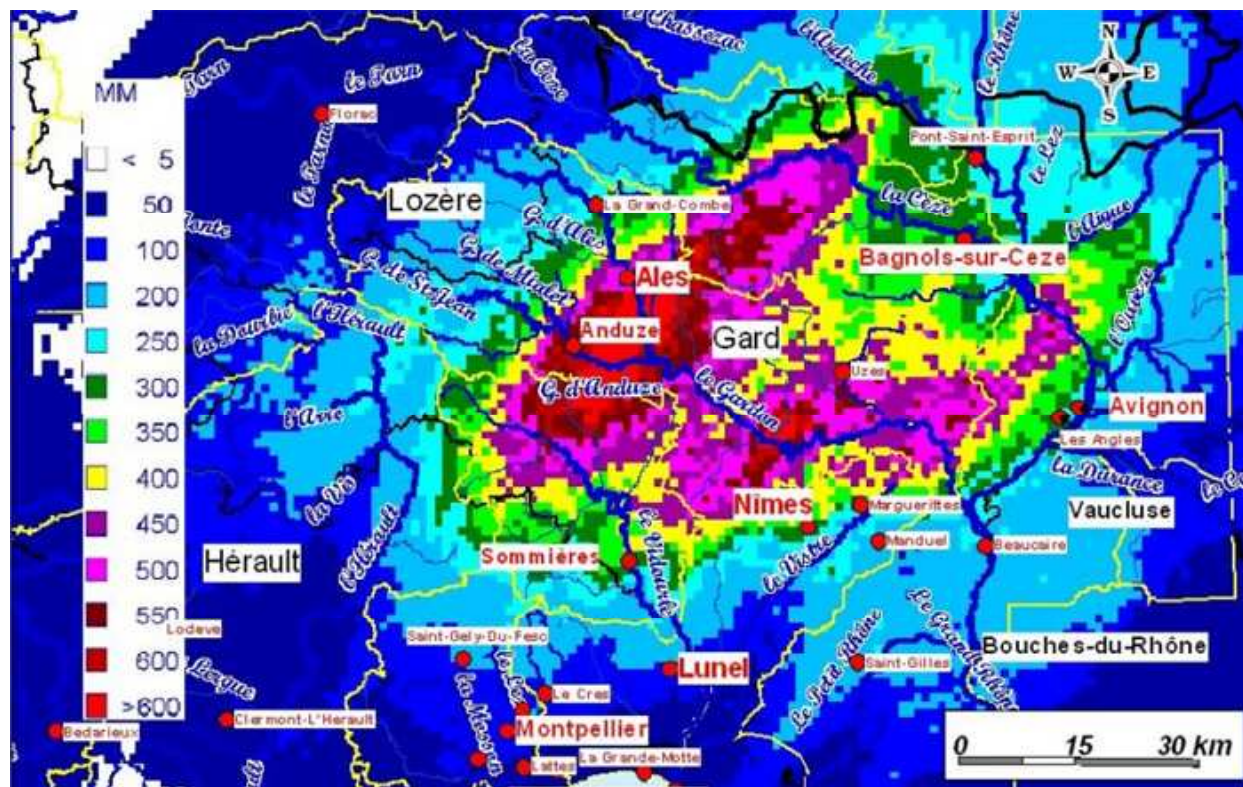


Figure 93 : Image radar Météo France: les cumuls de précipitations des 8 et 9 septembre 2002.

Source : [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

### 1.3.4. Conclusion : conséquences de l'exhaussement des lits majeurs sur la prévention et sur l'évolution de l'inondabilité

L'étude de ces trois exemples a mis en évidence l'exhaussement des lits majeurs. Elle montre également que l'anthropisation des bassins-versants et notamment la construction d'ouvrages transversaux à la plaine alluviale a pour conséquence d'accélérer ce processus naturel. L'estimation de ces taux de sédimentation doit être prise en compte dans le cadre de la recherche appliquée.

En effet, diverses études ont montré que certains sites (noyaux urbains) non inondables par le passé ont été inondés par des crues plus récentes. C'est notamment le cas d'Olonzac (Delorme, 2003 ; CETE – DHACE, novembre 2003), de Warcq (vallée de la Meuse), de Raissac et de Sallèles d'Aude (Ballais *et al.*, 2004). De même, la cathédrale de Vaison-la-Romaine, initialement construite hors zone inondable, se trouve aujourd'hui inondable, en bordure externe du lit majeur ordinaire de l'Ouvèze (Ballais *et al.*, 2007). Les observations de terrain confirment que cette variation dans l'inondabilité de ces différents sites est due à l'exhaussement du lit majeur ordinaire par sédimentation. La sédimentation dans les lits majeurs provoque une extension des zones inondables.

Malgré la tendance actuelle des lits mineurs à l'incision, celle-ci n'est pas suffisante pour contre-balancer les effets de la sédimentation en lit majeur. Delorme (2004) démontre à partir d'une étude sur un tronçon de l'Ouvèze, que malgré les extractions (qui ont provoqué une incision d'environ un mètre dans le lit mineur en une vingtaine d'années) le volume de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire représente quasiment le double du volume de l'incision dans le lit mineur. Ces travaux rejoignent également ce que nous avons montré sur la fréquence des crues et notamment sur l'Ouvèze (Chapitre 3, 2.2). En effet, le creusement du lit mineur permet de contenir un débit de plein bord plus important ce qui justifie le faible nombre de petites crues débordant en lit moyen pendant la période étudiée. En revanche, dès que les crues atteignent le lit majeur ordinaire, la sédimentation engendre des hauteurs d'eau supérieures pour des crues égales ce qui justifie que sur certains secteurs, des surfaces considérées comme non inondables le soit devenues (Chapitre 4, 1.3.1).

En plus du fait que l'exhaussement des lits majeurs provoque un élargissement des zones inondables, il a également des conséquences sur les moyens de prévention. En effet, parmi les moyens de prévention utilisés en France, les modélisations hydrauliques ont toujours tenu une place importante. Hormis pour les études récentes (sur la méthode intégrée), les modélisations ne considèrent pas la plaine alluviale comme un ensemble d'unités géomorphologiques (lits mineur, moyen, majeur ordinaire et éventuellement majeur exceptionnel). Leur principe réside dans l'association d'études statistiques (sur des séries de données passées) avec des modèles bi ou tri-dimensionnels des plaines alluviales (à partir de la topographie actuelle). Cependant, comme nous l'avons vu, le plancher de la plaine alluviale s'exhausse à des vitesses variables or les lignes d'eau des modélisations hydrauliques sont calées par rapport à des repères de crues passées qui ont eu lieu lorsque la topographie était moins élevée. Par conséquent, ces lignes d'eau sont à revoir à la hausse comme le démontre Delorme (2004) par la figure 94. La marge d'erreur des modélisations est donc d'autant plus importante que la connaissance de l'évolution du lit majeur est mauvaise. Afin d'effectuer une modélisation représentative de la réalité actuelle, il serait nécessaire de prendre en compte les rythmes de la sédimentation durant la période considérée, et d'essayer d'en établir une

projection vers l'avenir en tenant compte du facteur aggravant qu'est l'anthropisation des plaines alluviales.



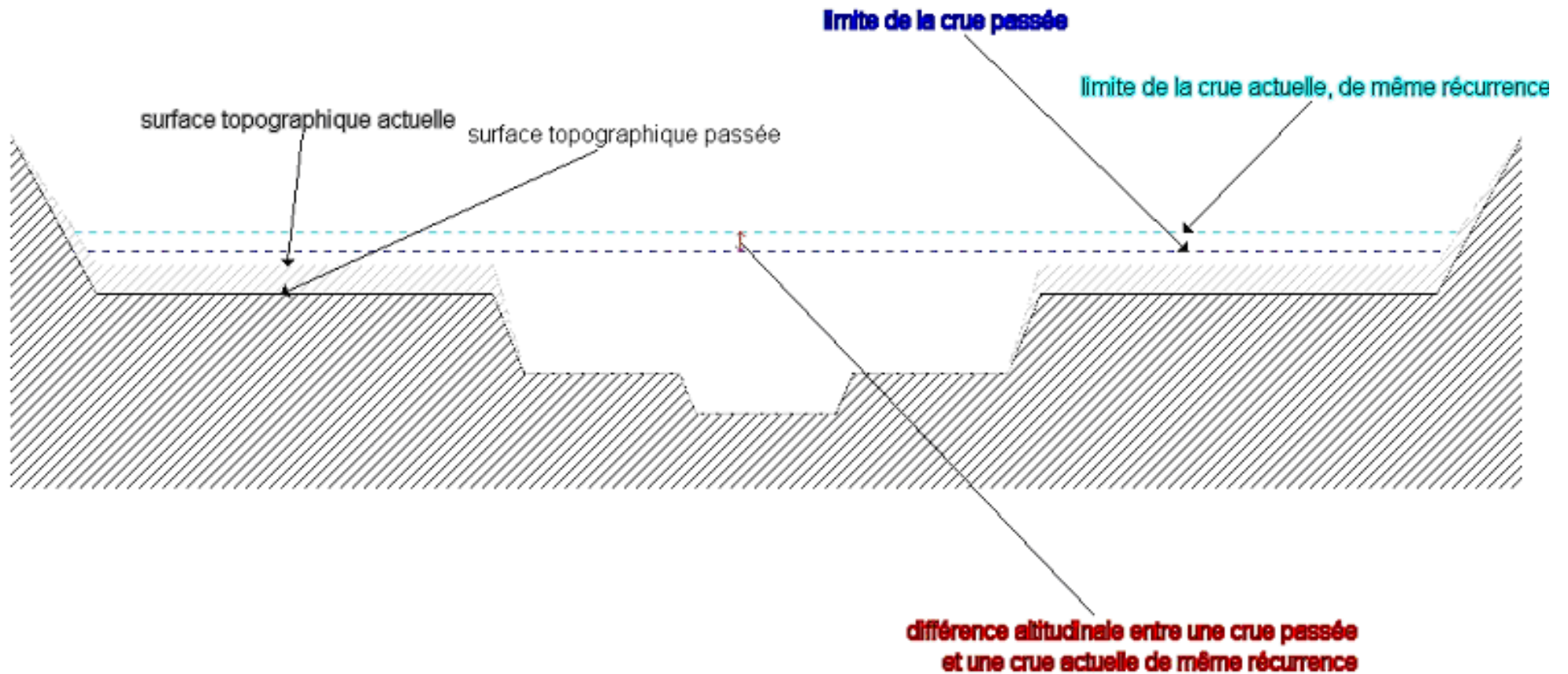


Figure 94 : Schéma explicatif des conséquences de l'exhaussement du plancher alluvial sur des crues passées et présentes de même récurrence

Source : Delorme, 2004.

## 2. Les niveaux topographiques intermédiaires

Les niveaux topographiques intermédiaires sont des surfaces horizontales ou subhorizontales situées dans une position topographique intermédiaire entre le lit majeur ordinaire et une terrasse ou le versant. La caractérisation de ces surfaces est primordiale car selon qu'il s'agira de lits majeurs exceptionnels ou de terrasses holocènes, elles sont inondables ou non-inondables. Les lits majeurs exceptionnels appartiennent à la plaine alluviale fonctionnelle alors que les terrasses holocènes font partie de l'encaissant. Du point de vue de la caractérisation de l'aléa et du risque, il est nécessaire de bien faire la distinction entre ces formes qui se situent toutes deux en partie distale de la zone inondable.

C'est pourquoi plusieurs exemples de lits majeurs exceptionnels sur des cours d'eau différents seront présentés ainsi que des exemples de terrasses holocènes. Ils permettront d'améliorer et de faciliter les cartographies. Une réflexion sera menée afin de comprendre les conditions nécessaires à leur existence. Cette réflexion enrichira le corpus de documentation sur l'évolution holocène des plaines alluviales.

### 2.1. Les lits majeurs exceptionnels...

Les lits majeurs exceptionnels sont des surfaces horizontales ou sub-horizontales inondables, situées en position topographique supérieure par rapport aux lits majeurs ordinaires et sont séparés de ces derniers par un talus.

#### 2.1.1. ...du Tech à Amélie-les-Bains

Les observations suivantes ont été engagées après la lecture de l'article de Mussot (1992). En effet, dans cet article l'auteur évoque à plusieurs reprises l'existence d'un lit exceptionnel : « *En effet, sur l'incitation ou sur l'injonction des autorités de la province puis du département, les riverains depuis plus de deux siècles ont renforcé la berge alluviale qui normalement marque la limite entre lit majeur et lit exceptionnel, ce qui a eu pour conséquence de protéger le talus de terrasse contre les attaques des courants de crue en octobre 1940.* », « *Bien qu'elle ait été renforcée, cette berge céda en certains endroits, livrant passage aux courants de crue qui ravagèrent une partie du lit exceptionnel en creusant des sillons et parfois des chenaux, tandis que le débit du cours d'eau était tel que le lit exceptionnel fut presque entièrement inondé.* », « *En définitive, l'érosion latérale s'exerça sur les talus de terrasses d'ablation et d'accumulation, mais aussi sur les berges qui marquaient la limite entre lit mineur et lit majeur, et celles qui marquaient la limite entre lit majeur et lit exceptionnel.* », « *La conséquence de ce phénomène d'érosion latérale très vigoureuse fut précisément l'élargissement considérable du lit apparent à la suite de la crue d'octobre 1940, car les courants de crue ravagèrent non seulement le lit mineur et le lit majeur mais aussi une partie du lit exceptionnel, arrachant la végétation, déposant des sédiments de toute sorte. D'où, en fin de crue, l'aspect de désert de blocs, de galets et de sable sur plusieurs centaines de mètres en largeur, d'autre part l'égalesation de la topographie avec exhaussement moyen,*

enfin la perte pour un temps des terres agricoles qui, avant l'aiguat, occupaient la majeure partie du **lit exceptionnel** mais aussi une bonne partie du lit majeur. ».

Cependant, la lecture de l'ensemble de l'article, nos observations des photographies présentes dans l'article ainsi que celles effectuées sur le terrain font émettre un doute quant aux appellations utilisées par l'auteur pour dénommer ces surfaces. En effet, d'une manière générale, on distingue très nettement deux lits : le lit moyen et le lit majeur ordinaire, comme sur une grande majorité de cours d'eau méditerranéens. En revanche, la présence de lits majeurs exceptionnels est plus ponctuelle. De plus, les dynamiques qui animent les lits majeurs exceptionnels sont en général très faibles, or l'auteur parle de creusement de sillons et de chenaux. Ceci a déjà été observé dans des lits majeurs ordinaires de rivière à fort hydrodynamisme mais n'a pas encore été observé dans les lits majeurs exceptionnels. C'est pourquoi, dans le cadre de l'application de la méthode hydrogéomorphologique, ce que l'auteur appelle lit majeur correspond davantage au lit moyen et ce qu'il nomme lit exceptionnel serait en fait le lit majeur ordinaire.

En revanche, Mussot (1992) évoque également des basses terrasses inondées, qu'il distingue des terrasses de type terrasse d'ablation : « *Le système de terrasses résulte de l'enfoncement par étapes des cours d'eau dans les formations du Néogène ; ces terrasses appartiennent au type **terrasse d'ablation**, à l'exception par endroits des **basses terrasses**.* ». Seules les basses terrasses sont donc inondables ce qui n'est pas le cas de ce que l'auteur appelle les hautes terrasses (« *Ce système de terrasses s'abaisse progressivement vers la Méditerranée, disparaissant peu à peu sous les dépôts fluviatiles holocènes. Les **hautes terrasses** continuent néanmoins à former des points hauts, surtout sous la forme de lambeaux, pratiquement jusqu'à la mer.* »). Il écrit que : « *La crue d'octobre 1940 s'est traduite aussi par des érosions très vives dans les berges du lit majeur, par le creusement de sillons d'érosion à la surface même de la plaine, mais moins profonds que sur le piémont, enfin, par un recouplement de la boucle du méandre terminal de Canet, tandis que la plaine presque tout entière était inondée à l'exception de quelques lambeaux de **terrasses** isolées.* », il ajoute ensuite que « *Cette érosion ravinante à la suite d'un débordement sur la **basse terrasse** a été rendue possible certes par les débits de crue considérables, mais aussi par l'exhaussement du niveau des alluvions dans la gorge de lit, à la suite de très importants transports et dépôts de débris solides.* ». Appeler ces formes et formations « terrasses » est en désaccord avec les définitions que nous avons rappelées en introduction puisqu'une terrasse ne peut être inondée. Cependant, l'auteur justifie le fait que ces terrasses aient été inondées par l'exhaussement du plancher alluvial par un apport massif de sédiments mais aussi par la morphométrie de la plaine alluviale : « *Un tel lit rocheux, grâce à sa section (qui est de l'ordre de 120 à 400 m<sup>2</sup>) est capable de passer des débits de plusieurs centaines de m<sup>3</sup>, compte tenu de la pente forte (20 à 50 ‰) et des vitesses d'écoulement de plusieurs mètres par seconde. En revanche, de telles sections, dans bien des cas, sont incapables d'évacuer des crues au-delà de certaines limites (environ 1000 à 1500 m<sup>3</sup>/s dans la vallée du Tech, la plus éprouvée par l'aiguat d'octobre 1940). Au-delà, il y a débordement, d'autant plus qu'une élévation du fond alluvial par suite d'un fort accroissement du débit solide de fond facilite ce débordement.* ».

La présence d'une haute et d'une basse terrasse dans une vallée si étroite laisse penser que la basse terrasse serait un lit majeur exceptionnel, d'autant plus que l'auteur précise qu'elle est inondable et qu'elle est recouverte par des dépôts holocènes. Il a donc été nécessaire de vérifier ceci sur le terrain.

Malheureusement, du fait de l'étroitesse de la vallée et de la croissance de l'urbanisation, les terrains qui étaient encore agricoles au moment de l'aiguat ont été colonisés par des constructions ce qui a rendu les observations difficiles. Cependant, à Amélie-les-

Bains, le Tech présente un lit mineur qui est entretenu régulièrement par des engins mécaniques afin de limiter son exhaussement et de garder une section suffisamment importante pour évacuer les crues.

Il existe également un lit moyen.

Le lit majeur ordinaire a été totalement urbanisé ce qui augure de nouvelles catastrophes en cas de crue de la même ampleur que celle de 1940.

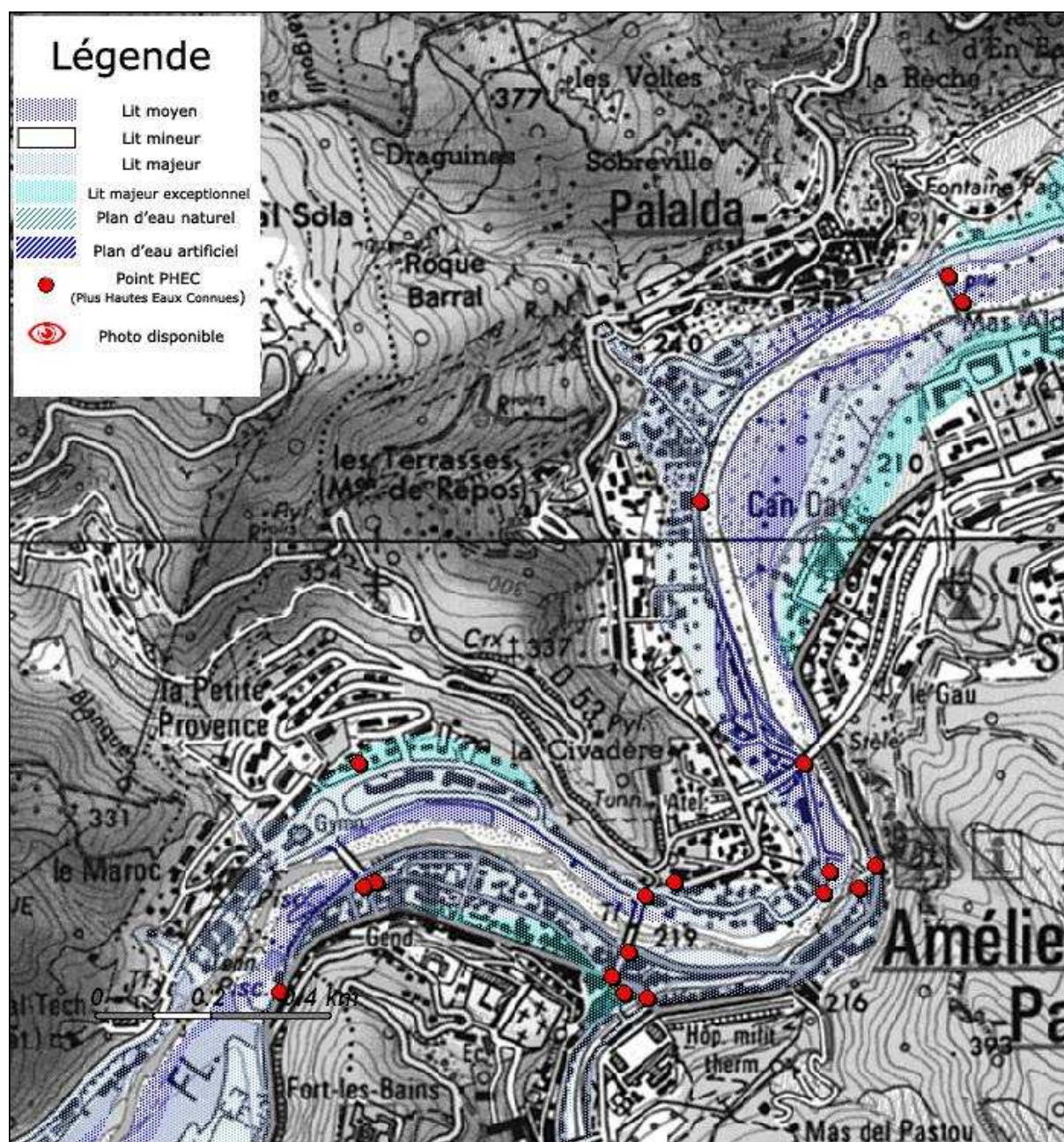
Nous avons également observé un niveau topographique horizontal en rive gauche qui serait un lit majeur exceptionnel. Dans l'état actuel des recherches, il est impossible d'affirmer ces conclusions car au moment des travaux de terrains, la coupe qui aurait permis de prélever des échantillons et donc de caractériser avec précision ce niveau n'était pas accessible. Cependant, nous avons observé que la base de celle-ci est constituée de dépôts alluviaux grossiers (galets) et qu'elle est surmontée par une accumulation fine. Aucun témoignage n'a pu être recueilli afin de confirmer ou d'infirmer le caractère inondable de cette surface, la crue de 1940 n'étant plus qu'un vague souvenir. Il faudra donc retourner sur ce terrain afin d'échantillonner cette coupe et de vérifier que les formations fines sont bien des dépôts alluviaux et non des apports de versant. Dans le cas de dépôts alluviaux et si cette surface correspond bien aux basses terrasses inondées dont parle Mussot (1992), il s'agirait donc d'un lit majeur exceptionnel qui remanie une terrasse pléistocène. Qualifier avec précision cette surface est important car un lotissement était en construction lors de nos observations (ce qui nous a empêchés de travailler sur la coupe).

L'étroitesse de la vallée engendre des hauteurs d'eau considérables qui inondent d'autant plus loin qu'il y a un fort exhaussement du plancher alluvial. Ainsi, d'anciennes surfaces autrefois hors d'eau sont devenues inondables. Calvet *et al.* (2002) confirment ceci puisqu'ils expliquent que lors de l'inondation de 1940, le Tech « *est venu empiéter sur la terrasse würmienne* ». Ils justifient les impacts de cette catastrophe par le fait qu'elle concerne un espace en pleine déprise rurale mais encore largement dégradé.

Il y a donc bien un élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle qui est d'autant plus grave qu'il est contemporain d'un accroissement de la population et donc de l'urbanisation en fond de vallée.

Ces observations sont confirmées par les travaux récents du bureau d'étude SIEE (2006) qui a constaté lors de l'élaboration de l'Atlas des Zones Inondables la présence d'un lit majeur exceptionnel sur le secteur étudié. Cependant, le lit majeur exceptionnel cartographié (figure 95) est celui qui a été observé en rive droite mais celui de rive gauche n'est pas présent. Il est possible qu'il s'agisse d'une erreur d'interprétation de notre part (puisque aucune analyse n'a été effectuée pour vérifier nos hypothèses). Il sera donc nécessaire de lever cette ambiguïté. La cartographie présente également des lits majeurs exceptionnels sur d'autres sections qu'il sera intéressant d'étudier.





**Figure 95 :** Cartographie hydrogéomorphologique du Tech à Amélie-les-Bains.

Source : [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr).

Le mode de représentation utilisé est très justement expliqué. En effet, l'auteur (SIEE, 2006) stipule que « compte-tenu de l'inondabilité avérée (couverture limoneuse masquant la terrasse et événement 1940) du secteur de terrasse inondable par le Tech à l'aval, ce dernier a été cartographié en lit majeur exceptionnel ». Il s'agit bien là de déductions absolument identiques à celles que nous avons faites.

La cartographie ayant été réalisée sur l'ensemble du cours d'eau, le bureau d'étude a identifié d'autres lits majeurs exceptionnels. Il sera nécessaire de reprendre ces travaux de manière précise afin de compléter nos observations sur les niveaux intermédiaires et donc sur les lits majeurs exceptionnels. Ces nouvelles observations contribueront à confirmer les arguments avancés quant à leur présence et leur morphogenèse.

De plus, les cartographies présentent des cas où des parties de substrat ont été cartographiés comme des surfaces potentiellement inondables. En effet, « sur le pied des collines qui dominent le cordon littoral où compte-tenu de l'absence de variations



*sédimentologiques décelables de visu, un aplat bleu tramé a été rajouté sur le substrat, au niveau du raccord avec le lit majeur* ». Il existe donc une possibilité pour que des lits majeurs exceptionnels puissent dans des conditions précises, se développer sur d'autres parties de l'encaissant.

## 2.1.2. ...de la Cèze

### 2.1.2.1. Localisation

Le secteur étudié se situe dans la partie aval du bassin-versant (figure 7), où la Cèze présente une plaine alluviale plus large, à l'aval de la commune de Saint-André-de-Roquepertuis. Après avoir drainé des terrains granitiques et reçu de nombreux affluents, la Cèze draine les plateaux calcaires dans lesquels elle coule en gorges. Le village de Saint-André-de-Roquepertuis se situe à la sortie de ces gorges. La diminution de la pente longitudinale, l'adoucissement du relief et le changement de substrat (Chapitre 1, 2.1.1) permettent donc un élargissement et une construction de la plaine alluviale. La description du profil en travers étudié montre les différents lits et l'existence d'un niveau intermédiaire qu'il était nécessaire de caractériser (Spiers, 2004).

### 2.1.2.2. Description du profil transversal et de la coupe étudiée

#### 2.1.2.2.1. Le profil en travers de la plaine alluviale de la Cèze à l'aval de Saint-André-de-Roquepertuis (figure 96)

Dans ce secteur, le lit mineur méandrique est constitué d'un chenal qui circule entre les bancs de sables et de graviers qu'il a déposés et que la végétation pionnière colonise progressivement.

Le lit moyen est quasiment inexistant en rive concave mais est bien développé en rive convexe ce qui est régulièrement le cas sur les cours d'eau méandriques. La ripisylve qui l'occupe est bien développée et des chenaux assez rectilignes ont une direction quasiment nord-sud. Sa topographie est très irrégulière.

Vient ensuite un vaste lit majeur ordinaire planté de vignes (photo 30).



**Photo 30 :** *Lit majeur ordinaire de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.*

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.

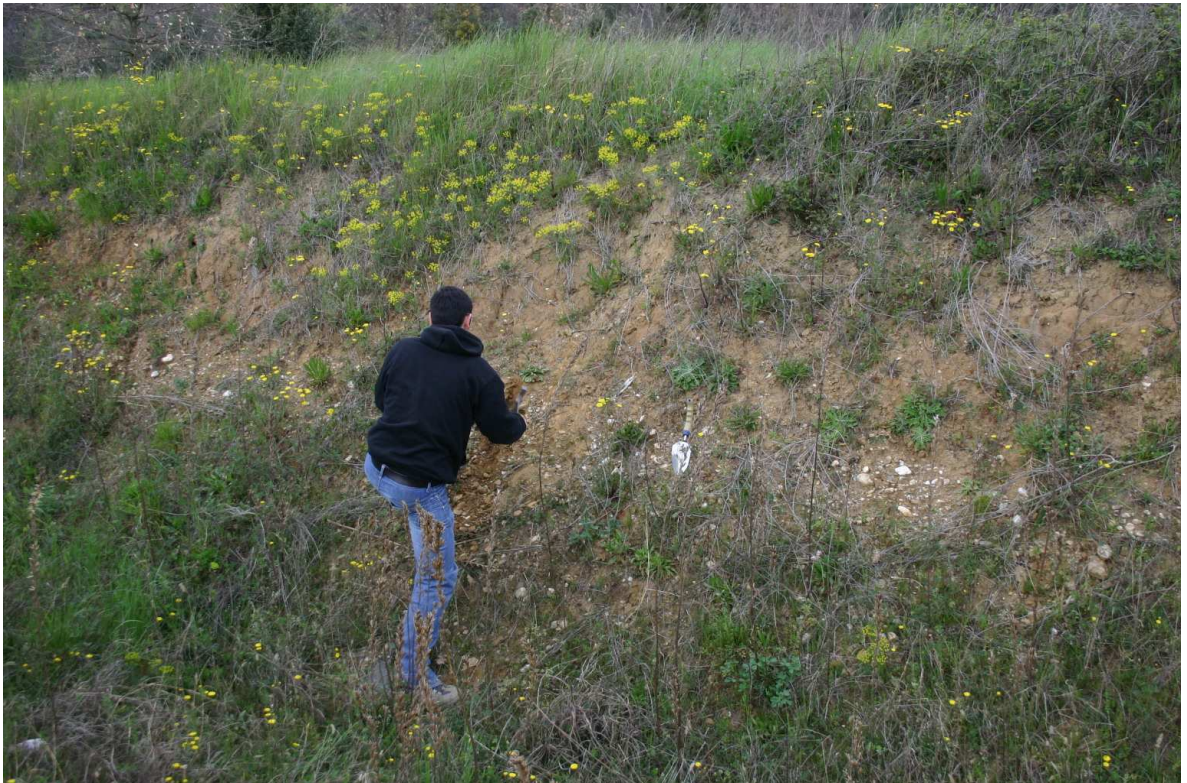
Le transect étudié se poursuit par l'existence d'une forme intermédiaire entre le versant et le lit majeur ordinaire (photo 31). Cette forme est séparée du lit majeur ordinaire par un talus de 1,5 à 2 m selon que l'on considère la partie est ou ouest de la route départementale 980. Sa topographie horizontale à sub-horizontale en fait une surface facilement aménageable, c'est pourquoi il est nécessaire de la définir.

Pour caractériser plus précisément ce niveau plusieurs hypothèses ont été vérifiées. La première, étant donnée la position topographique entre le lit majeur ordinaire et le versant est que ce niveau appartient à l'encaissant. Il s'agirait d'une terrasse pléistocène voire holocène ou d'apports de versants. Cependant, les inondations de 2002 ont révélé le caractère inondable de cette surface, invalidant cette première hypothèse. Une autre hypothèse a donc été formulée en tenant compte du caractère inondable de cette forme : il s'agirait d'un lit majeur exceptionnel. Une coupe dans le talus de la formation (photo 32) a donc été échantillonnée et les prélèvements ont été analysés (Spiers, 2004).





**Photo 31 :**     *Lit majeur exceptionnel de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.*  
Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.



**Photo 32 :**     *Talus du lit majeur exceptionnel de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.*  
Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.



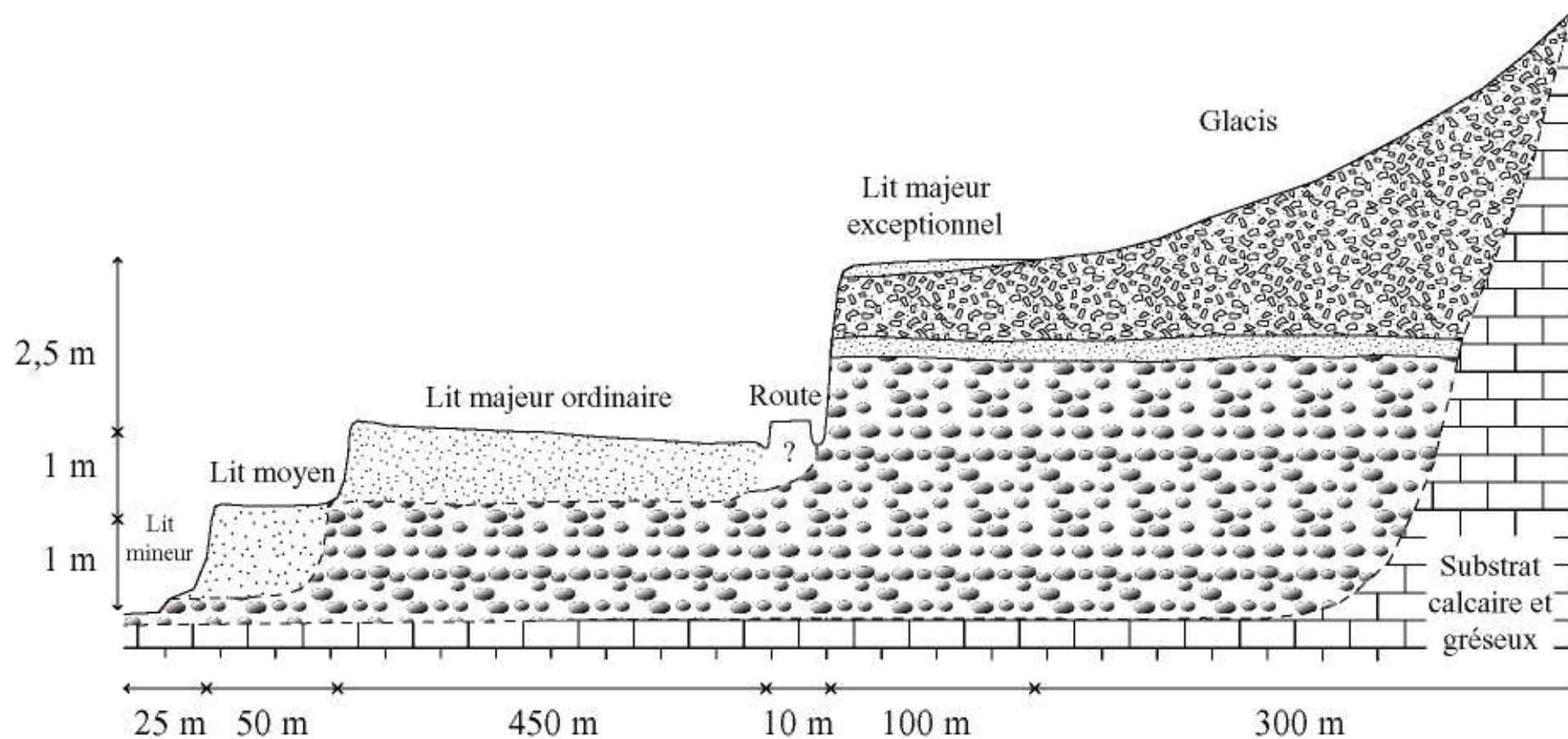


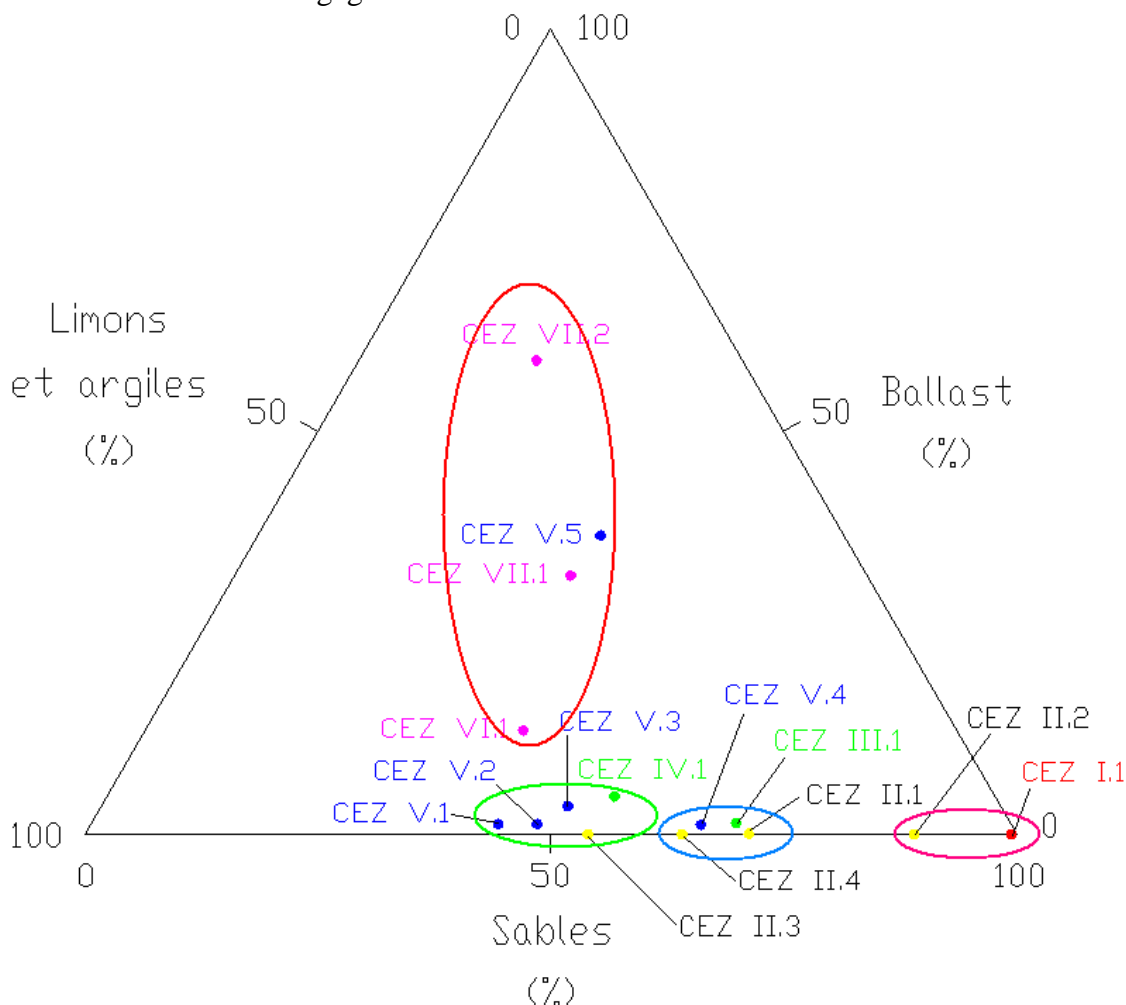
Figure 96 : Transect de la plaine alluviale de la Cèze, en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 2.1.2.2.2. Description de la formation constituant le niveau étudié

### 2.1.2.2.2.1 Analyses granulométriques

A partir du diagramme triangulaire définissant la texture des échantillons (figure 97), quatre ensembles ont été dégagés.



**Figure 97 :** Diagramme triangulaire représentant la texture des échantillons prélevés en surface et dans les coupes des différentes unités constituant la plaine alluviale de la Cèze sur le tronçon en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Spiers, 2004.

Le premier ensemble est constitué des échantillons qui présentent un pourcentage d'éléments grossiers significatif. Celui-ci est constitué d'échantillons provenant du glacis (photo 33) : CEZ VI.1, CEZ VII.1 et CEZ VII.2 et, d'un échantillon provenant de la coupe du lit majeur exceptionnel (photo 32) : CEZ V.5. Leur pourcentage de ballast est compris entre 12,9% et plus de 60%. Cette prédominance d'éléments grossiers s'explique par la nature du substrat (calcaire et gréseux) qui produit des éléments anguleux en plaquettes pour les échantillons issus du versant. En revanche, pour l'échantillon issu du lit majeur exceptionnel, le ballast est constitué de galets, ce qui témoigne d'un hydrodynamisme fort. Ces caractéristiques hydrodynamiques, les types de roches dont sont issus les galets (quartz et gneiss) ainsi que le concrétionnement qui s'est formé à leur surface par précipitation du



calcaire montrent qu'il s'agit d'un dépôt du Pléistocène supérieur. Ceci va donc dans le sens d'une terrasse pléistocène.

Le second ensemble présente des pourcentages de ballast et de limons-argiles quasiment nuls. Il s'agit des prélèvements effectués sur un banc dans le lit mineur (CEZ I.1) et dans le lit moyen (CEZ II.2). Ils témoignent d'une compétence forte mais confirment que les éléments grossiers retrouvés dans la coupe ne peuvent être actuels puisque le cours d'eau ne charrie plus ce type de matériel.

Les deux derniers ensembles se distinguent par les variations de la teneur en sables. Les prélèvements du troisième ensemble sont plus sableux que ceux du quatrième ensemble.

Dans le troisième ensemble, on retrouve les prélèvements effectués dans une coupe (photo 34) du lit moyen (CEZ II.1 et CEZ II.4), un prélèvement de la coupe du lit majeur exceptionnel (CEZ V.4) et celui effectué en partie proximale du lit majeur ordinaire (CEZ III.1) là où les dynamiques peuvent être encore fortes.

Dans le quatrième ensemble, on retrouve les échantillons prélevés sur la coupe du lit majeur exceptionnel (CEZ V.1, CEZ V.2, CEZ V.3), un échantillon de lit majeur ordinaire mais prélevé davantage en partie distale que le précédent (CEZ IV.1) et un échantillon de la coupe en lit moyen (CEZ II.3).

D'une manière générale, l'hydrodynamisme est de plus en plus faible en fonction de l'éloignement du lit mineur. Cependant, la position en sortie de gorges fait que les dynamiques restent relativement fortes. A partir des coupes, nous avons observé les variations temporelles de l'hydrodynamisme.

La coupe du lit moyen témoigne tout à fait de la variabilité des débits qui affectent cette surface puisque la texture est tantôt grossière tantôt fine.

L'étude de la texture de la coupe du lit majeur exceptionnel apporte de premières indications. La base de la coupe est très grossière avec une prédominance du ballast. La texture s'affine en direction du sommet de la coupe.



**Photo 33 : Prélèvements effectués dans les colluvions du glacis en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.**

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.



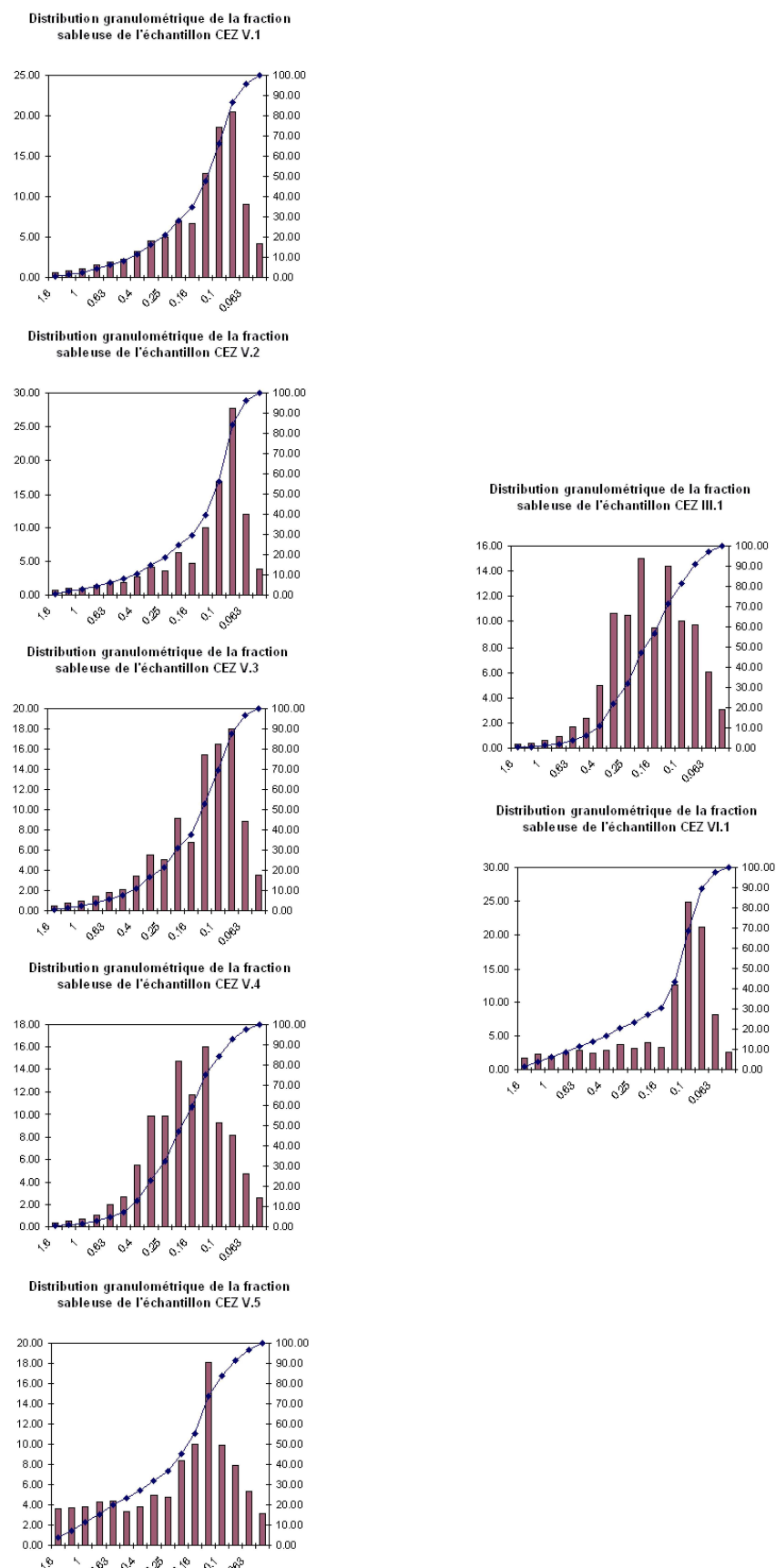


**Photo 34 :**     *Prélèvements effectués dans le lit moyen de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.*

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.

Les analyses granulométriques de la fraction sableuse permettent de comparer les résultats obtenus sur la coupe du lit majeur exceptionnel à ceux obtenus pour les échantillons du transect, ainsi nous pouvons comparer les enregistrements passés (ceux de la coupe) aux enregistrements actuels (les prélèvements de surface) pour lesquels nous connaissons la dynamique de mise en place.

L'analyse des courbes granulométriques (figure 98) est assez délicate puisque tous les échantillons de la coupe présentent des courbes de type sigmoïde plus ou moins nettes (CEZ V.4). Certaines ont une tendance plus ou moins forte à l'hyperbole (CEZ V.1, CEZ V.2 et CEZ V.3) ou à la droite (CEZ V.5). Seule la courbe de l'échantillon CEZ V.4 se rapproche de celles observées pour le lit majeur ordinaire (CEZ III.1 et CEZ IV.1). Il est donc difficile à partir de ces courbes de savoir si la partie supérieure de la coupe correspond à des apports longitudinaux ou latéraux. En revanche, l'analyse des courbes granulométriques confirme que la base de la coupe est bien constituée d'alluvions grossières qui sont surmontées par des dépôts de type lit majeur. Afin de lever les dernières ambiguïtés, une analyse des indices granulométriques a été menée.



**Figure 98 :** Comparaison de la distribution granulométrique de la fraction sableuse des échantillons prélevés sur la coupe du lit majeur exceptionnel (CEZ V.1 à CEZ V.5) avec celle des échantillons prélevés en lit majeur ordinaire (CEZ III.1) et dans les colluvions (CEZ VI.1).

Source : Delorme-Laurent, 2007.

L'analyse des indices granulométriques des échantillons de la coupe du lit majeur exceptionnel permet encore une fois de distinguer très nettement les échantillons de la base de la coupe qui ont un grain moyen plus grossier (0,35 et 0,22 mm). L'échantillon le plus en profondeur présente une asymétrie vers les particules fines et un tri moyen alors que CEZ V.4 présente une symétrie et un tri assez bon. Il y a donc eu une rupture dans la dynamique des dépôts, passant d'un hydrodynamisme de type torrentiel à un hydrodynamisme faible. Les trois échantillons les plus superficiels ont une asymétrie vers les particules fines alors que les dépôts du lit majeur ordinaire présentent une certaine symétrie. Par cet indice, ces dépôts se rapprochent davantage des apports colluviaux. En revanche, leur grain moyen est plus faible et ils ont un indice de tri qui est meilleur.

Toutes ces analyses permettent de dire qu'il ne s'agit pas d'apports strictement colluviaux car un tel tri ne peut avoir lieu sur une distance aussi courte, le versant étant situé à quelques dizaines de mètres de la coupe (figure 96). Le mode de dépôt n'est pas non plus identique à celui qui existe dans le lit majeur ordinaire. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que la hauteur du talus à franchir est assez importante et les lames d'eau qui ont pu atteindre cette surface étaient sans doute faibles. Ceci est cohérent avec les courbes et indices obtenus qui témoignent d'un dépôt en eau calme et d'un hydrodynamisme faible à très faible.

#### 2.1.2.2.2

#### Les analyses chimiques

Les granulométries ne permettent pas de trancher clairement entre les apports alluviaux et les apports colluviaux puisque les colluvions du glacis présentent une granulométrie proche de celle des alluvions. Donc, pour faire la part entre les dynamiques longitudinales et les dynamiques transversales, il a été nécessaire de faire des analyses chimiques et notamment un dosage du  $\text{CaCO}_3$ .

D'une manière générale (tableau 19), les taux de carbonates sont d'autant plus faibles qu'on est proche du lit mineur (allant de 1,05% pour le lit mineur à 4,08% pour la partie distale du lit majeur ordinaire). Les colluvions du glacis atteignent des valeurs proches de 10%. Au niveau de la coupe, on observe que les échantillons les plus en profondeur malgré leur âge pléistocène présentent peu de  $\text{CaCO}_3$ . Ceci est sans doute dû à la dissolution des carbonates dans la matrice et à leur précipitation et fixation autour des galets. Les trois échantillons de la partie supérieure de la coupe présentent des valeurs nettement supérieures, autour de 10% ce qui est proche de celles obtenues pour les apports de versant. Ceci confirme l'hypothèse que la partie supérieure de la coupe s'est construite grâce aux dynamiques transversales mais que l'action du ruissellement a été efficace puisqu'un certain tri a été démontré.

Nom de l'échantillon	CEZ I.1	CEZ II.1	CEZ II.2	CEZ II.3	CEZ II.4	CEZ III.1	CEZ IV.1	CEZ V.1	CEZ V.2	CEZ V.3	CEZ V.4	CEZ V.5	CEZ VI.1	CEZ VII.1	CEZ VII.2
$\text{CaCO}_3$ (%)	1,05	2,21	2,06	4,14	2,08	2,36	4,08	9,53	9,84	10,23	0,95	1,92	9,78	9,52	9,38

**Tableau 19 : Teneur en  $\text{CaCO}_3$  des échantillons prélevés dans la plaine alluviale de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.**

Source : Delorme-Laurent, d'après Spiers, 2004.

2.1.2.2.3. Confirmation du caractère inondable par les observations de terrain

Lors de la campagne de terrain que nous avons effectuée 3 semaines après les inondations des 8 et 9 septembre 2002, nous avons observé que ce niveau avait été inondé. Les laisses de crue ont permis d'estimer la hauteur d'eau. Celle-ci a atteint 40 à 80 cm. L'importance de la hauteur d'eau atteinte exclut qu'il puisse s'agir de ruissellement diffus. Le niveau est donc inondable pour les crues les plus fortes de la Cèze. Cependant, les observations de terrain ainsi que les analyses de la teneur en  $^{7}\text{Be}$  effectuées afin de quantifier les dépôts de la crue (Chapitre 4, 1.3.3.1.2) montrent une faiblesse de la sédimentation.

Cette faible accumulation peut être une conséquence de la faiblesse des apports de versant lors de cet épisode. Mais ceci est en désaccord avec les conclusions effectuées précédemment (Chapitre 4, 1.3.3.3.3.). Il est donc plus probable que la faible quantité de dépôts soit due au fait que le niveau se situe à la sortie de gorges ce qui confère une grande compétence aux eaux empêchant tout dépôt.

L'étude des fondations d'une maison (photo 35) construite dans le lit majeur ordinaire montre que la topographie n'a pas évolué depuis 1839 (date gravée sur la construction). Ceci témoigne de la faiblesse de l'accumulation dans ce secteur.



**Photo 35 :** *Maison construite en 1839 dans le lit majeur de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.*

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais, en avril 2004.

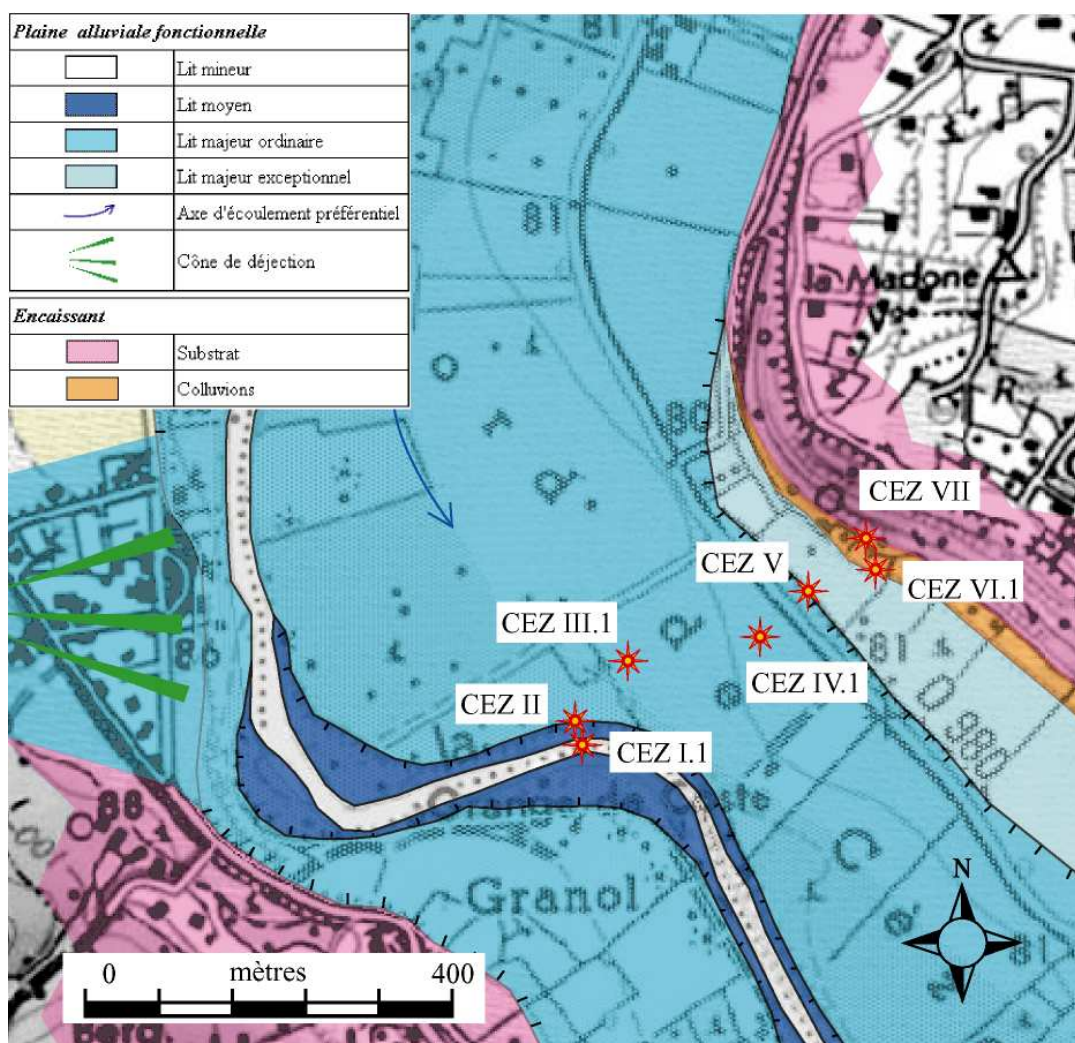


### 2.1.2.3. Conclusion : interprétation des résultats

L'étude de ce tronçon de la plaine alluviale de la Cèze a mis en évidence un niveau situé en position intermédiaire entre le versant et le lit majeur ordinaire. L'analyse de la coupe a montré que sa genèse est complexe.

Il ne s'agit pas d'une construction strictement alluviale. A 140 cm de profondeur, un niveau de galets stratifiés a été observé. Les roches dont sont issus les galets sont typiques des roches cévenoles et rappellent celles qui constituent les terrasses alluviales du Pléistocène. Il s'agit donc d'une nappe alluviale grossière probablement « würmienne ». Cette nappe a ensuite été recouverte par des formations fines. Les premiers dépôts sont ceux d'un lit majeur mais ils ont été fossilisés par des apports de versant mis en place par un ruissellement suffisamment fort pour entraîner un certain tri des éléments fins.

Les observations réalisées après la crue de 2002 ont permis de définir le caractère inondable de cette surface. Il s'agit donc d'un lit majeur exceptionnel incipient. Il sera cartographié en bleu clair car la genèse de la forme bien qu'importante pour comprendre l'évolution des plaines alluviales, des apports sédimentaires à l'Holocène et du risque d'inondation, importe peu lors de la réalisation de la cartographie des zones inondables (figure 99).



**Figure 99 : Cartographie hydrogéomorphologique de la Cèze à l'aval de Saint-André-de-Roquepertuis.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

### 2.1.3. ...du Gardon

#### 2.1.3.1. Localisation

Le secteur étudié se situe dans la Gardonnenque (figure 12), où le Gardon présente une plaine alluviale très large car on observe une diminution sensible de la pente et un substrat constitué de molasse et de calcaire (Chapitre 1, 2.1.2). Plus précisément, nous nous attacherons au tronçon se localisant entre les communes de Moussac et Dions. L'extension maximale de la plaine alluviale atteint 3 km de largeur au niveau de St Chaptès. L'élaboration de la cartographie de zones inondables de ce tronçon est délicate car de nombreux affluents viennent alimenter le Gardon tels que la Droude, le Bourdic, l'Auriol, la Braune qui ont eux-mêmes des affluents importants : l'Arnère, l'Esquielle et la Rouvégade. La description du profil en travers étudié montre la présence des différents lits et l'existence d'un niveau intermédiaire (Aimon, 2003).

#### 2.1.3.2. Description du profil transversal et de la coupe étudiée

##### 2.1.3.2.1. Le profil en travers de la plaine alluviale du Gardon entre Moussac et Dions

Le lit mineur a un fond caillouteux et est généralement entaillé dans la nappe périglaciaire du Pléistocène. Un chenal circule entre les bancs de sables et de graviers qu'il a déposés et que la végétation pionnière colonise progressivement.

Le lit moyen est bien développé de part et d'autre du lit mineur. Il est occupé par de la ripisylve dans les parties proches du lit mineur et est mis en culture dans les parties distales. Vient ensuite un vaste lit majeur ordinaire majoritairement mis en culture et partiellement urbanisé.

A Saint-Geniès-de-Malgoirès, l'Esquielle rejoint la plaine alluviale du Gardon en entaillant une terrasse alluviale caillouteuse du Pléistocène supérieur qu'elle a construite conjointement avec le Gardon. Le lit majeur ordinaire de l'Esquielle en forme de cône très aplani se confond progressivement avec celui du Gardon. Au nord de la confluence, au lieu-dit « le Camp », il existe une forme intermédiaire entre la terrasse pléistocène et le lit majeur ordinaire du Gardon. Cette forme dont la topographie rappelle celle d'un cône alluvial est constituée de sables limoneux très homogènes, sans cailloux et elle est séparée du lit majeur ordinaire par un talus de 1,5 à 2 m (photo 36). Réussir à définir cette forme et son caractère inondable est indispensable car elle se développe sur quelques dizaines d'hectares et sa platitude en fait une surface facilement aménageable (qui est proche de lotissements en pleine extension).

Afin de la définir, Aimon (2003) a émis deux hypothèses. La première, étant donnée la position topographique entre le lit majeur ordinaire et une terrasse pléistocène consiste à dire que ce niveau appartient à l'encaissant. Il pourrait s'agir d'une terrasse holocène ou d'apports de versants. Cependant, les inondations de 2002 ont révélé le caractère inondable de cette surface, invalidant cette première hypothèse. Une autre hypothèse a donc été formulée en

tenant compte du caractère inondable de cette forme : il s'agirait d'un lit majeur exceptionnel. En effet, Branka (2002) considère que cette forme est un lit majeur exceptionnel du Gardon, du fait de sa position topographique, de sa granulométrie fine et de la présence de mica dans certains prélèvements. Les micas sont abondants dans les arènes de désagrégation des micaschistes et de nombreux granites, gneiss et roches voisines. Ce sont effectivement ce type de roches qui constituent la partie amont du bassin-versant du Gardon (Chapitre 1, 2.1.2). En revanche, l'Esquielle qui le rejoint en aval du niveau prend sa source aux environs de Montagnac et draine uniquement les calcaires bicolores et les marnes de l'Hautevirien inférieur (Damiani *et al.*, 1967 ; Menillet *et al.*, 1973). Selon ces observations, l'hypothèse de Branka est solide mais les travaux d'Aimon (2003) démontrent que la réalité du terrain est plus complexe notamment lorsqu'on s'attache à la genèse de cette forme.



**Photo 36 :**     *Coupe du niveau intermédiaire à Saint-Geniès-de-Malgoirès.*  
Source : Cliché pris par J.-L. Ballais en 2002.

#### 2.1.3.2.2.            Description de la formation constituant le niveau intermédiaire

Afin de décrire la formation constituant le niveau, un tariérage descendant à 1,55 m (car il n'a pas été possible de descendre au-delà) a été effectué, la coupe du talus a été

échantillonnée, des prélèvements de surface ont été réalisés sur le niveau et dans le lit majeur ordinaire du Gardon. Les principaux résultats des analyses réalisées par Aimon (2003) seront repris.

#### *2.1.3.2.2.1*

#### *Analyses granulométriques*

Les échantillons prélevés sur le niveau intermédiaire n'ont pas de ballast. Les dépôts sont très fins avec des pourcentages de limons-argiles qui varient de 79,1% à 88,4%. La proportion de sables varie quant à elle de 11,6 à 20,6% (Aimon, 2003). Il y a donc une grande homogénéité dans ces dépôts limono-argilo-sableux.

L'analyse du grain moyen montre que celui-ci est très fin (de 0,12 à 0,18 mm). Les dynamiques qui ont mis en place ces sédiments sont donc faibles. Le grain moyen du prélèvement effectué dans le lit majeur ordinaire du Gardon est tout à fait similaire ce qui témoigne de dynamiques proches.

Les échantillons présentent également une forte asymétrie de leur distribution granulométrique vers les petites tailles. Cette prépondérance d'éléments fins est caractérisée par une courbe cumulative de la fraction sableuse de type hyperbolique qui reflète un milieu de dépôt en eau calme et de fin de crue, de type lit majeur. Ceci est également confirmé par l'élaboration d'une image C/M (Passega, 1963) qui montre que l'accumulation du niveau s'est faite par des sédiments qui sont transportés en « pelagic suspension » (Aimon, 2003). Les courants ne peuvent transporter que des sédiments très fins en suspension.

#### *2.1.3.2.2.2*

#### *Les analyses chimiques*

Aimon (2003) a mesuré la teneur en  $\text{CaCO}_3$ , partant de l'hypothèse que l'Esquielle draine un bassin-versant constitué de calcaire pour ses trois quarts alors que le Gardon draine des terrains granitiques et très peu de calcaires avant d'arriver dans le secteur étudié. Donc, les taux de carbonate devraient être sensiblement différents selon qu'il s'agisse de dépôts de l'Esquielle (riche en carbonates) ou du Gardon (pauvre en carbonate).

Afin de vérifier cette hypothèse, des mesures ont d'abord été effectuées sur des dépôts dont l'origine était certaine. Ainsi, les taux obtenus pour les dépôts du Gardon n'excèdent pas 3,6% de carbonate alors que ceux de l'Esquielle atteignent jusqu'à 29,4% (tableau 20). Ces valeurs références ont ensuite été confrontées aux résultats obtenus pour le niveau intermédiaire. Celui-ci présente des teneurs moyennes en  $\text{CaCO}_3$  de 22,75%. Le niveau aurait donc été construit par l'Esquielle ce qui va à l'encontre de l'hypothèse émise par Branka (2002).

Il a donc été nécessaire de vérifier l'argument sur la teneur en mica (tableau 20). Certains des échantillons contiennent effectivement des micas. Cette forme est donc construite par l'Esquielle mais, lors d'événements exceptionnels, les eaux du Gardon l'atteignent puisqu'elle se situe en partie distale de sa plaine alluviale.

La morphométrie du niveau rappelle celle d'un cône de déjection dont la base aurait été tronquée. Comment expliquer que les eaux de l'Esquielle dont le cours actuel se situe nettement plus au sud puissent envahir cette surface ?

Nom de l'échantillon	CaCO <sub>3</sub> (%)	Appréciation qualitative de la teneur en mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°1	14,8	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°2	15,4	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°3	15,4	Peu de mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°4	21,7	Peu de mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°5	29,4	Riche en mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°6	42,1	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°7	24,2	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°8	22,5	Peu de mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°9	22,7	Peu de mica
Echantillon du niveau intermédiaire n°10	20,4	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°11	20	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°12	18,3	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°13	28,4	Absence
Echantillon du niveau intermédiaire n°14	22,7	Absence
Echantillon du lit moyen de l'Esquielle	29,4	Absence
Echantillon du lit majeur ordinaire de l'Esquielle	24,3	Absence
Echantillon du lit majeur ordinaire du Gardon	0,08	Riche en mica
Echantillon du lit majeur ordinaire du Gardon à Anduze	3,26	Riche en mica
Echantillon du lit majeur ordinaire du Gardon à Attuech	3,6	Riche en mica

**Tableau 20 : Résultats de la calcimétrie et de l'évaluation qualitative de la teneur en mica.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Aimon, 2003.

#### 2.1.3.2.3. Confirmation du caractère inondable par les observations de terrain

Lors de la campagne de terrain que nous avons effectuée 3 semaines après les inondations des 8 et 9 septembre 2002, nous avons observé que ce niveau a été inondé. D'après les témoignages du Maire de Saint-Geniès-de-Malgoirès et des habitants, recueillis par Aimon (2003), la hauteur d'eau y était comprise entre 0,3 et 1 m.

L'Esquielle a inondé son lit majeur ordinaire en quasi-totalité et en moyenne la hauteur d'eau atteinte a été comprise entre 1,5 et 2 m (Carex Environnement, 2003c). Une diffuence a été observée. Celle-ci contourne la butte située à l'est du village (la colline du Mas de Divel) par le nord-ouest. Après avoir détruit le parapet qui longe son lit mineur, l'Esquielle a emprunté cet axe d'écoulement. L'eau a donc circulé grâce aux voies de communication, aux caniveaux en provoquant des dommages aux habitations car elle a atteint des hauteurs jusqu'à 1,2 m selon les secteurs.

D'après les laisses de crue observées lors de la campagne de terrain, l'eau qui a recouvert cette surface provenait de l'Esquielle et non du Gardon. En effet, les brindilles qui gisaient au pied des vignes se situaient toutes à l'ouest des pieds, c'est-à-dire dans le sens



d'un courant venu de l'Esquielle (qui coule de l'ouest vers l'est) et non du Gardon (qui coule du nord/nord-ouest au sud/sud-est). De plus, le sommet du talus séparant le niveau intermédiaire et le lit majeur ordinaire du Gardon a été creusé par le ruissellement de l'Esquielle. Cependant, ces indications ne sont valables que pour la fin de la crue. Pour que la hauteur d'eau ait atteint 1 m, les eaux du Gardon ont dû également venir recouvrir la surface.

#### 2.1.3.2.4. Les éléments de datation

Dans la coupe du talus séparant le niveau du lit majeur ordinaire du Gardon, du matériel organisé en lentille a été retrouvé piégé dans les sédiments à 40 cm du sommet. Il s'agit notamment de briques et de tuiles (Aimon, 2003). Un morceau de faïence a également été trouvé (photo 36).

D'après le blason, Aimon (2003) pensait qu'il s'agissait de faïence de Sarreguemines et avait estimé que l'intervalle dans lequel ce fragment a été produit se situait entre le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle et le milieu du XX<sup>ème</sup> ([www.sarreguemines-museum.com](http://www.sarreguemines-museum.com)).

Des recherches ultérieures (Ballais *et al.*, 2005) ont permis de définir qu'il s'agit en fait d'un morceau de faïence de Digoin. Le début de production de ce type de faïence a été défini avec précision (Musée de la Faïence de Sarreguemines, communication écrite) et correspond à l'année 1877. On peut donc en conclure qu'il s'est déposé environ 40 cm de dépôt sur cette surface en 126 ans au maximum.

Des recherches complémentaires sur l'historique des crues du Gardon et de ses affluents (Aimon, 2003) montrent qu'il y a eu 4 grandes crues entre 1877 et les inondations de 2002 : les crues du 21 septembre 1890, du 16 octobre 1907, du 30 septembre 1958 et du 12 septembre 1976. Mais la crue de 1976 est une crue décennale et pour les crues de 1890 et 1907 aucune indication ne permet de savoir si elles ont recouvert la surface. 1958 étant l'année de référence pour la détermination des crues exceptionnelles et les témoignages l'indiquant, le niveau a bien été submergé par cette crue. La crue de 2002 ayant déposé une pellicule très fine de dépôts sur cette surface (d'après les observations faites après la crue), nous pouvons donc supposer que ces 40 cm ont été déposés par au minimum une crue et au maximum trois crues.

L'échec des datations par thermoluminescence, à cause de la granulométrie trop fine des sédiments (Chapitre 2, 3.2.) n'a pas permis de confirmer ces hypothèses. En revanche, ces informations nous indiquent un âge récent (même très récent) pour le sommet de cette forme.



**Photo 37 : Morceau de faïence retrouvé dans la coupe du niveau intermédiaire de Saint-Geniès-de-Malgoirès.**

Source : Cliché pris par J.-L. Ballais.

### 2.1.3.3. Conclusion : interprétation des résultats

L'homogénéité de la texture, l'étude de la distribution granulométrique de la fraction sableuse, des différents indices et de l'image C/M démontrent le caractère alluvial de la formation. Celle-ci est constituée de dépôts mis en place en eau calme caractéristiques des lits majeurs.

La reconstitution de la dynamique de l'écoulement lors de la crue de 2002, permet de comprendre comment l'Esquielle participe à la construction de cette forme (2.1.3.2.3). La diffluence qui contourne la butte située à l'est du village par le nord-ouest, suit un chenal de crue difficilement distinguable puisqu'il est réduit à un simple caniveau qui longe la route. Ce chenal de crue est un ancien bras de l'Esquielle. Les propos du propriétaire du niveau intermédiaire recueillis par Aimon (2003) indiquent que vers les années 1950, la route empruntée par l'Esquielle en 2002 était un simple chemin de terre de forme incurvée et qu'elle a été progressivement comblée et bétonnée. Dans le village de Saint-Geniès-de-Malgoirès, nous avons observé que la rivière a été intégralement recalibrée, endiguée et chenalisée. Ces travaux ont donc complètement détourné le cours d'eau de son cours naturel. Ainsi lors d'événements exceptionnels, l'Esquielle reprend un de ses tracés naturels.

La morphométrie du niveau étudié rappelant la forme d'un cône tronqué et l'Esquielle ayant été détournée, il s'agit donc de son cône de déjection (mais qui n'est fonctionnel que lors des crues exceptionnelles).

L'origine du talus entre le niveau intermédiaire et le lit majeur ordinaire du Gardon peut être liée à des causes naturelles et/ou anthropiques. Le tarissement relatif des sources sédimentaires qui entraîne l'incision du lit mineur accompagnée d'une diminution de la recharge latérale provoque le recouplement du cône par le Gardon. Cette incision a été observée sur de nombreux cours d'eau français. Elle trouve effectivement son origine dans une réduction naturelle des transits suite à des changements climatiques à l'échelle holocène ou historique. Mais elle peut également être due aux changements d'occupation des sols dans le bassin-versant, comme la mise en place de reboisement qui peut entraîner une diminution des flux solides qui sont alors insuffisants par rapport à la capacité de transport du cours d'eau. La dernière hypothèse qui pourrait justifier l'incision et donc la présence du talus est celle de l'extraction massive de granulats et à cause de l'endiguement du lit mineur, les possibilités de recharges latérales sont devenues faibles. Le talus peut donc être le résultat de la combinaison de processus naturels et anthropiques.

L'intervention anthropique lourde a totalement bouleversé le cours naturel des écoulements, entraînant des difficultés dans la réalisation de la cartographie hydrogéomorphologique de ce secteur. La genèse de la forme importe peu lors de la réalisation de la carte, ce qui compte c'est son fonctionnement actuel. Or que l'on considère l'Esquielle ou le Gardon, cette surface ne fonctionne que pour les crues rares et exceptionnelles. Sa position topographique, au-dessus du lit majeur ordinaire justifie également que ce cône de déjection de l'Esquielle et lit majeur exceptionnel du Gardon soit cartographié comme un lit majeur exceptionnel (figure 100).



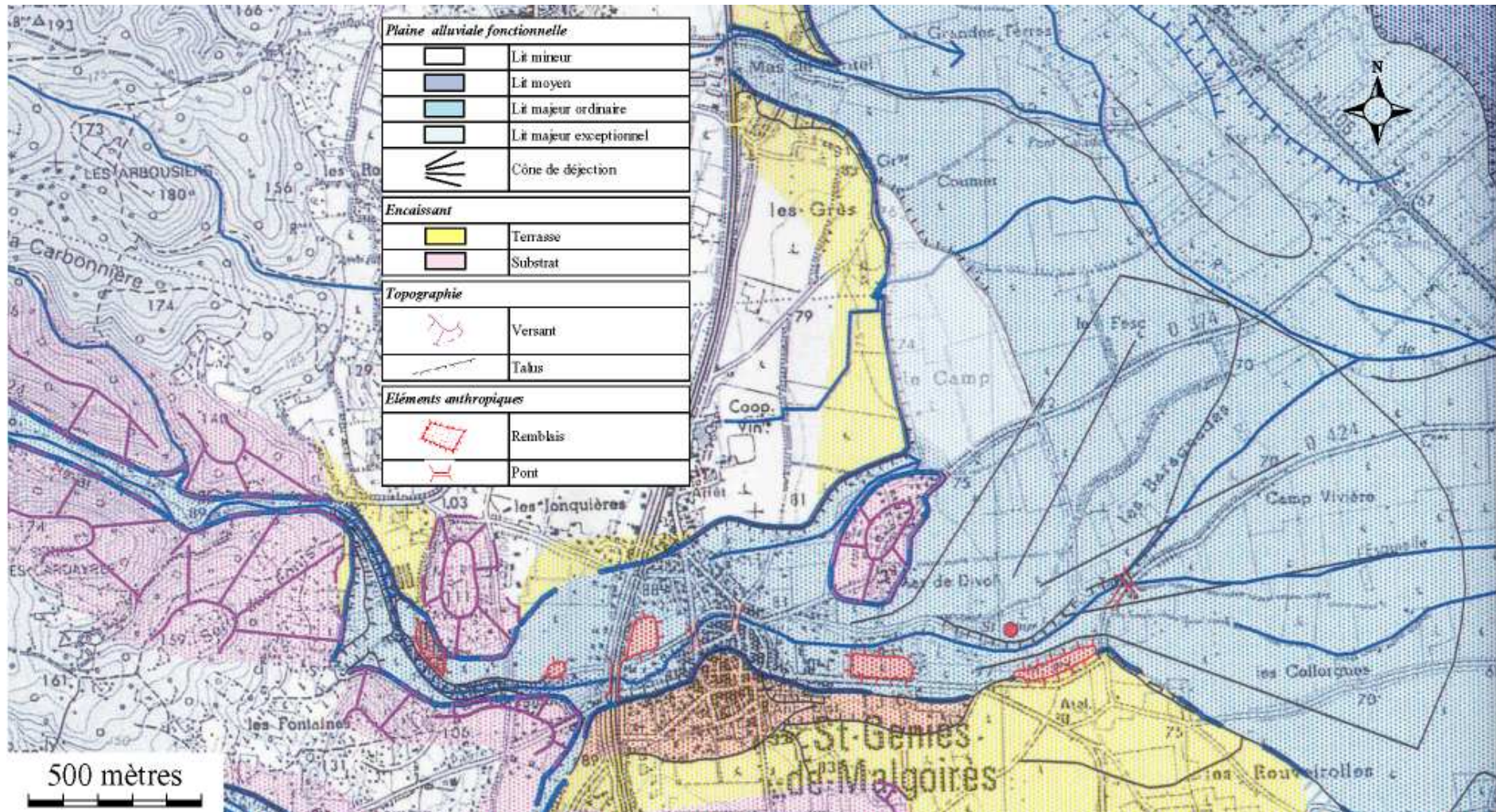


Figure 100 : Carte hydrogéomorphologique de la confluence de l'Esquielle et du Gardon à Saint-Geniès-de-Malgoirès.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Aimon, 2003.

## 2.1.4. ...de l'Orbieu

### 2.1.4.1. Localisation et description des transects étudiés

Le secteur d'étude (figure 24) se situe dans la partie aval de l'Orbieu, entre l'amont du village de Ferrals-Les-Corbières et l'amont de Luc-sur-Orbieu. Ces limites correspondent à un tronçon de 2,5 km de long, étudié lors de la mise au point de la méthode intégrée par Chave (2003). Lors de l'étape de cartographie hydrogéomorphologique du tronçon, Chave a mis en évidence quatre niveaux topographiques, en position intermédiaire entre le lit majeur ordinaire et une terrasse pléistocène. La crue de novembre 1999 ayant submergé ces surfaces, elles ont été rapidement qualifiées de lits majeurs exceptionnels (Chave et Ballais, 2006). Nous nous attacherons à les caractériser le plus finement possible afin de définir leur genèse.

Trois de ces lits majeurs exceptionnels se situent en rive gauche et le quatrième se trouve en rive droite (figure 101).

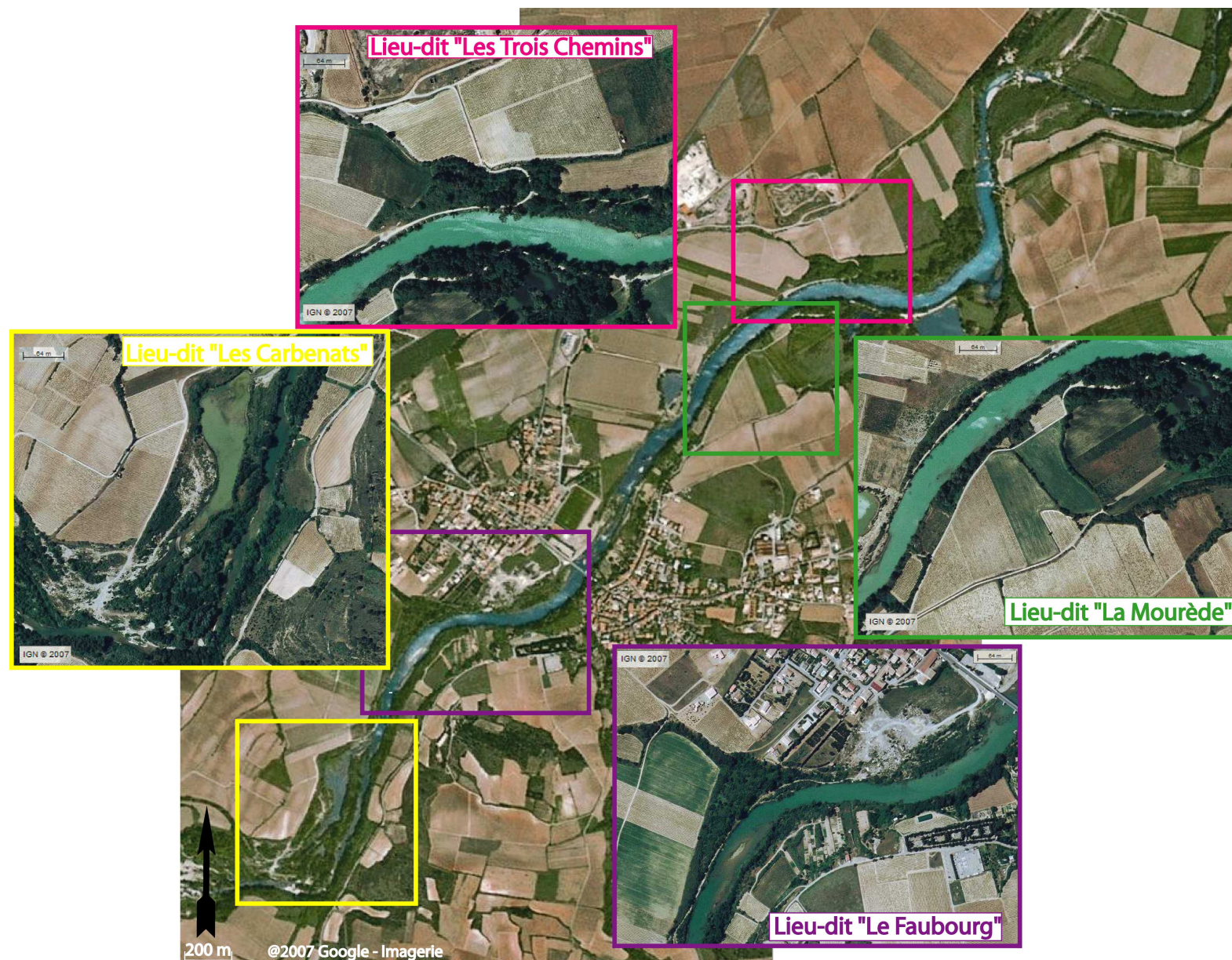
Le premier se trouve en rive gauche, à l'aval du village de Ferrals-les-Corbières, au lieu-dit « Les Trois Chemins ».

Le second lit majeur exceptionnel, se situe en rive droite, à l'aval de Ferrals-les-Corbières, au lieu-dit « La Mourède ». Ce secteur se trouve à l'aval d'un élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle et présente la particularité qu'un chenal de lit moyen est venu séparer le lit majeur ordinaire en deux en rive droite. De la rive gauche à la rive droite, sur ce transect, on retrouve la succession suivante : une terrasse pléistocène, des colluvions qui raccordent la terrasse au lit majeur exceptionnel, un lit moyen, le lit mineur puis de nouveau un lit moyen, un majeur ordinaire traversé par un chenal de lit moyen, un lit majeur exceptionnel et une terrasse pléistocène.

Le troisième se localise à l'entrée du village de Ferrals-les-Corbières, au lieu-dit « Le Faubourg ». Sur celui-ci, un lotissement a été construit. Les habitations sont de plein pied et de facture récente. Ce secteur présente la particularité de se trouver à une étroiture de la plaine alluviale fonctionnelle et juste à l'aval d'un petit affluent (le Ruisseau de la Mouchette). L'organisation de la rive droite est la suivante : une terrasse pléistocène, un lit majeur ordinaire, un lit moyen et le lit mineur. Le méandre commence à former une légère convexité. En rive gauche, on retrouve une vaste terrasse pléistocène entaillée par le petit affluent, puis le lit majeur exceptionnel, en contact avec le lit moyen. Le passage au lit majeur ordinaire se fait par un talus, dans le prolongement aval de cette forme.

Le quatrième se localise en aval de Fabrezan, au lieu-dit « Les Carbenats », en rive gauche, au niveau de la convexité du méandre. La plaine alluviale en rive droite est peu développée. Du substrat, on passe à une terrasse pléistocène étroite à laquelle succède un lit majeur ordinaire dont l'extension est limitée car le lit mineur, en contact direct avec celui-ci vient le saper puisqu'il se trouve dans la concavité. En revanche, en rive gauche, une terrasse pléistocène est bien développée, à son pied se trouve le lit majeur exceptionnel suivi d'un lit majeur ordinaire et d'un lit moyen.



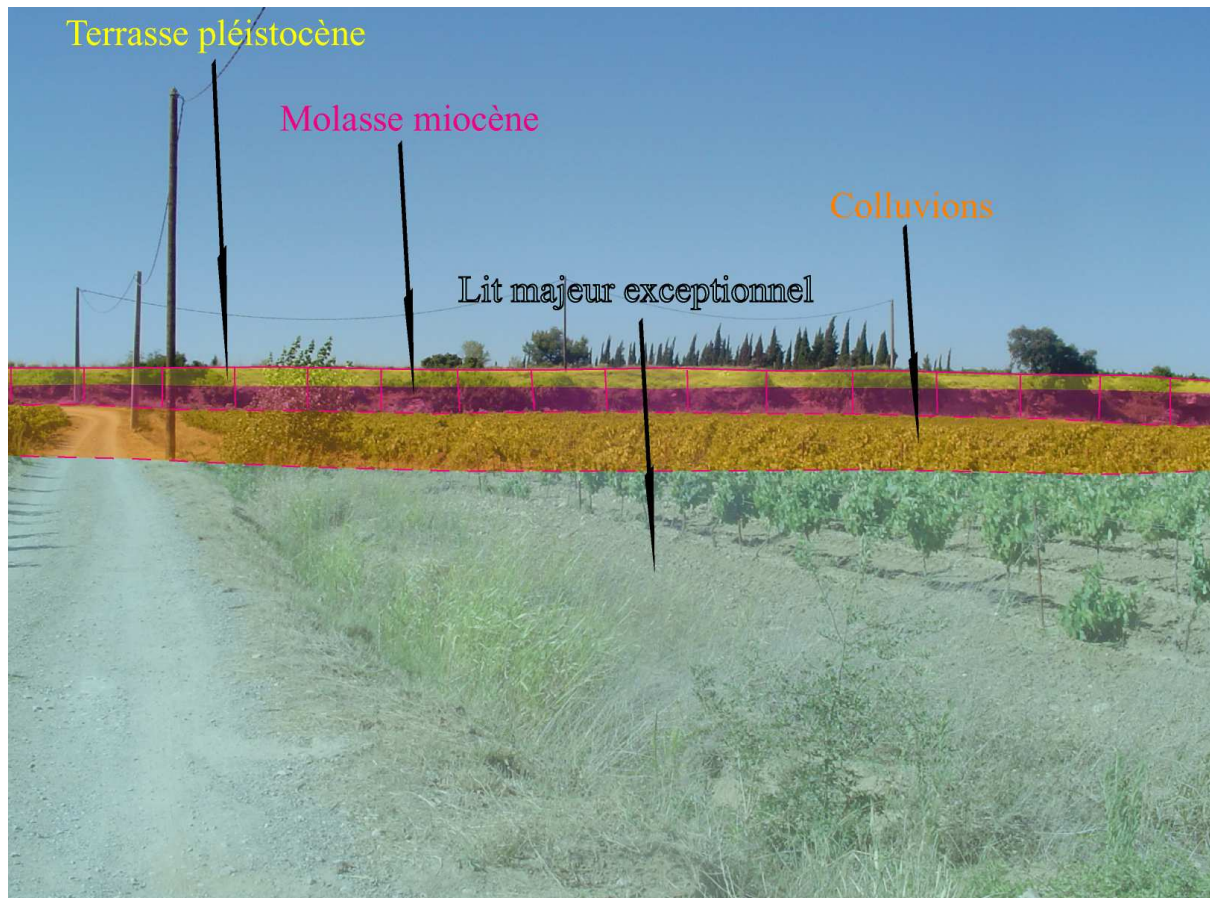


**Figure 101 : Localisation des lits majeurs exceptionnels de l'Orbieu.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.



#### 2.1.4.2. Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Les Trois Chemins »

Le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « Les Trois Chemins » a déjà été étudié mais dans un autre contexte (paragraphe 1.2. de ce chapitre). Les analyses granulométriques ont démontré que cette surface en pente douce est une construction alluvio-colluviale (figure 102). D'une manière transversale, ce lit majeur exceptionnel n'est pas précédé par un lit majeur ordinaire. Cependant, de manière longitudinale, en amont comme en aval, il est effectivement séparé d'un lit majeur ordinaire par un talus de 5 m, ce qui justifie que cette surface soit appelée lit majeur exceptionnel.



**Figure 102 : Photographie du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « les Trois Chemins ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.3. Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « La Mourède »

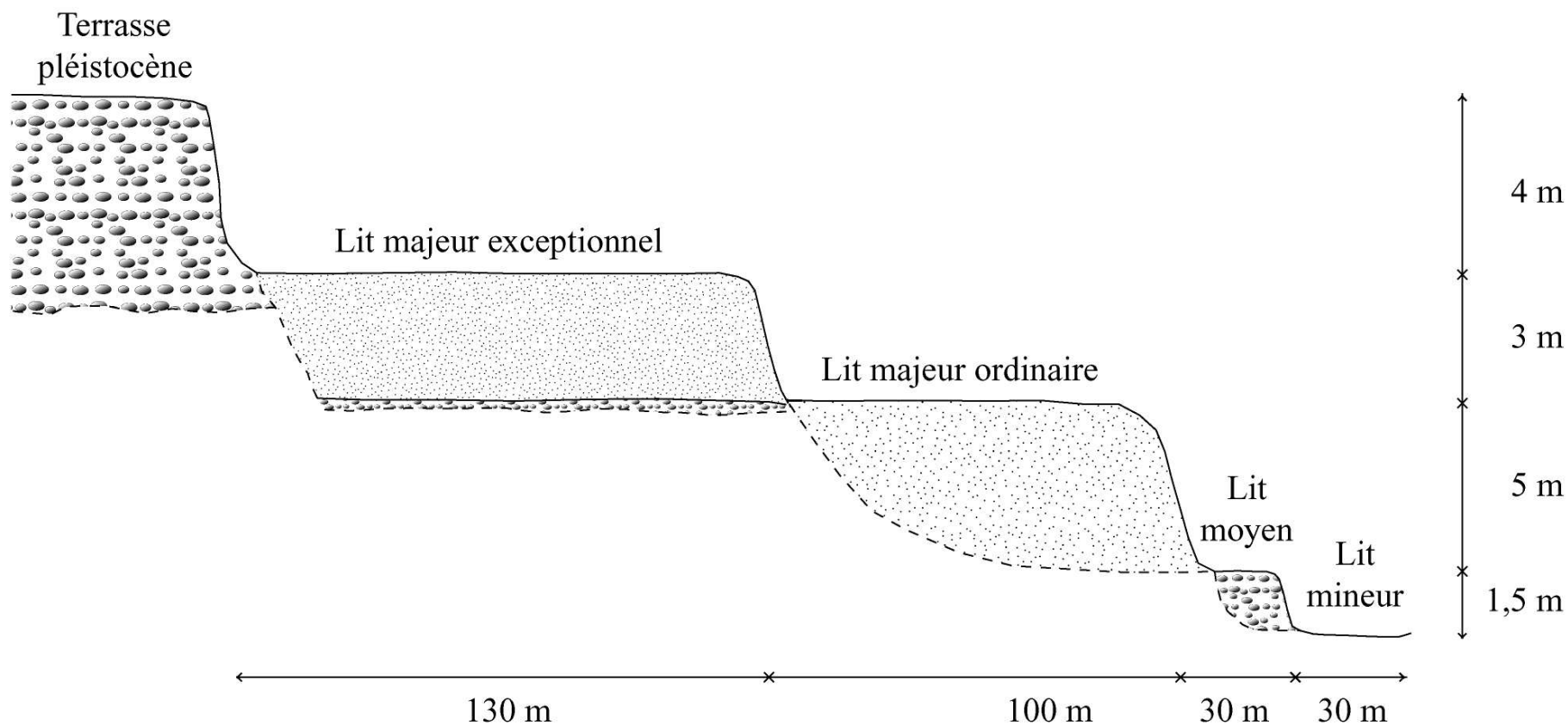
##### 2.1.4.3.1. Description du profil transversal

Au lieu-dit « La Mourède », si on effectue un transect passant par le lit majeur exceptionnel, la plaine alluviale s'organise ainsi (figure 103) : une terrasse pléistocène, séparée du lit majeur exceptionnel par un talus (de 4 m), lui-même séparé du lit majeur

ordinaire par un autre talus (de 3 m). Viennent ensuite les lits moyen et mineur. L'observation du talus du lit majeur exceptionnel montre une accumulation d'au moins un mètre de sables jaunes fins sur laquelle on retrouve quelques éléments grossiers. L'organisation de la plaine alluviale et ces observations permettent d'émettre deux hypothèses quant à la genèse de cette forme.

La première hypothèse est celle d'un lit rocheux, c'est-à-dire une surface d'ablation. L'accumulation visible dans la coupe est de couleur jaune et rappelle celle des argiles du substrat observées en rive gauche. Bien que les dépôts soient plus sableux et que nous n'ayons pas observé d'affleurement du substrat, il ne fallait pas exclure *a priori* cette hypothèse. Les éléments grossiers en surface proviendraient d'apports latéraux. Cependant, lors du tarièrage dans les dépôts sableux du lit majeur exceptionnel, un lit de galets a été observé en profondeur. Leur présence a donc invalidé cette hypothèse.

La deuxième hypothèse est celle d'une forme d'accumulation. Les sables jaunes sont des apports longitudinaux et les éléments grossiers retrouvés en surface peuvent être des apports colluviaux issus de la terrasse pléistocène supérieure. La présence de galets dans les prélèvements effectués en profondeur est due à une dynamique alluviale forte, antérieure au dépôt sableux.



**Figure 103 : Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « La Mourède ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.3.2. Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés à la tarière dans le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « La Mourède »

##### 2.1.4.3.2.1 *Analyse de la texture des échantillons*

Le diagramme triangulaire de la texture des échantillons (figure 104) permet de distinguer trois ensembles.

Le premier ensemble contient les trois échantillons prélevés les plus en profondeur (MOU I.16, MOU I.17 et MOU I.18). Ceux-ci montrent une abondance de ballast (de 19 à 34%) et un pourcentage de sables et de limons-argiles à peu près équivalents (36 à 43% pour les sables et 30 à 37% pour les limons-argiles). Cet ensemble est donc constitué d'échantillons plutôt grossiers qui témoignent d'un hydrodynamisme fort.

Le second ensemble présente des échantillons les plus en surfaces (MOU I.1, MOU I.2, MOU I.3, MOU I.4, MOU I.5, MOU I.6). Ces échantillons ont une teneur en ballast comprise entre 7 et 14%. Les sables et limons-argiles ont des pourcentages sensiblement équivalents (de 40 à 46% pour les premiers et de 42 à 50% pour les seconds). La granulométrie grossière de cet ensemble (mais moins que le précédent) témoigne d'un hydrodynamisme fort. Cependant, l'altitude à laquelle se trouve ce lit, les observations post-crue de 1999 et la présence de concrétionnements calcaires à la surface des galets sont en contradiction avec ce résultat. Il s'agit donc d'apports colluviaux issus de la terrasse pléistocène, en position topographique immédiatement supérieure.

Le troisième ensemble présente les échantillons allant de MOU I.7 à MOU I.15, et les deux échantillons permettant d'effectuer des comparaisons avec la texture caractéristique du substrat. L'ensemble est très allongé et bien que la teneur en sables et limons-argiles varie beaucoup, la quasi-absence de ballast (de 0,4 à 3,3%) le rend particulier par rapport aux deux autres ensembles. Il existe une esquisse de grano-classement vertical avec une diminution de la teneur en sables plus on se rapproche de la surface. Plus simplement, deux sous-ensembles se distinguent. Le premier concerne les échantillons MOU I.11, MOU I.12, MOU I.13 où le pourcentage de sables atteint 69% et celui de limons-argiles 41%. Le second concerne les échantillons MOU I.7, MOU I.8, MOU I.9, MOU I.10, MOU I.14. Il présente des teneurs en sables comprises entre 53 et 57% et en limons-argiles comprises entre 41 et 45%. L'échantillon MOU I.15 se situe entre ces deux ensembles. L'exhaussement du niveau topographique, au fur et à mesure des dépôts provoque une diminution de la hauteur d'eau pouvant immerger cette surface et donc des dépôts de plus en plus fins.

Ces premières observations confirment que le lit majeur exceptionnel n'est pas un lit rocheux. Seule une partie des dépôts présente des similarités avec la texture du substrat représentée par l'échantillon CHE I.1 et les analyses confirment la présence d'éléments grossiers en profondeur. En revanche, l'esquisse d'un grano-classement va dans le sens d'une accumulation alluviale.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

De l'échantillon MOU I.18 à l'échantillon MOU I.12, toutes les courbes sont de type sigmoïde. Les sigmoïdes sont le résultat d'une sélection limitée à une seule tranche de matériel correspondant à la partie centrale de la courbe. Les particules grossières manquent parce qu'elles ne sont pas venues jusqu'au point considéré alors que les éléments les plus fins ont été entraînés plus loin. Ceci témoigne donc d'un hydrodynamisme faible à moyen. Le taux de ballast des trois derniers prélèvements témoigne d'un hydrodynamisme fort. Ces courbes montrent que suite à ces dépôts, la capacité de transport du cours d'eau a chuté mais est restée assez forte. Il pourrait donc s'agir de dépôts de type lit majeur mais plutôt proximaux.



Des échantillons MOU I.11 à MOU I. 8, l'interprétation est plus délicate car les courbes n'ont pas de tendance nette et se rapprochent des sigmoïdes pour les deux premiers et des hyperboles pour les deux suivants. Il s'agit donc d'une transition vers une deuxième série d'échantillons.

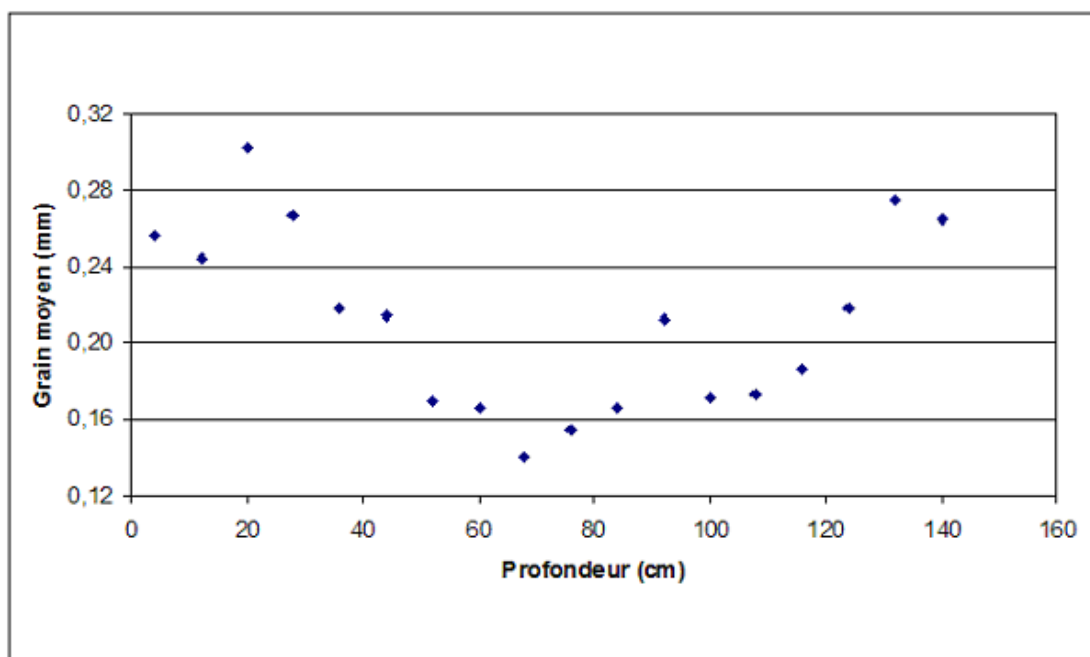
A partir de l'échantillon MOU I.9 et jusqu'au sommet (sauf une exception sur laquelle nous reviendrons), tous les échantillons ont des courbes de type hyperbole ou à tendance hyperbolique. Il y a bien une diminution de l'hydrodynamisme lors de la mise en place des dépôts sur ce niveau, de la base vers le sommet. L'échantillon MOU I.3 est la seule exception. Il est situé proche du sommet et présente une courbe de type sigmoïde.

La diminution de l'hydrodynamisme est en accord avec l'évolution altitudinale de la forme et confirme que les éléments grossiers de surface ne sont pas des apports longitudinaux. Cependant, il n'existe pas de variation dans la granulométrie des sables ce qui n'infirme pas cette hypothèse (puisque'il est possible que la matrice sableuse de la terrasse soit identique aux dépôts sableux) mais elle n'est pas confirmée pour autant. L'absence d'éléments grossiers entre la base et le sommet du tarièreage, va dans le sens de dynamiques récentes. L'altitude du lit majeur exceptionnel, le concrétionnement calcaire à la surface des galets et les observations effectuées après la crue de 1999 ont invalidé l'hypothèse d'apports longitudinaux. Il s'agit donc d'apports transversaux.

#### *2.1.4.3.2.3*

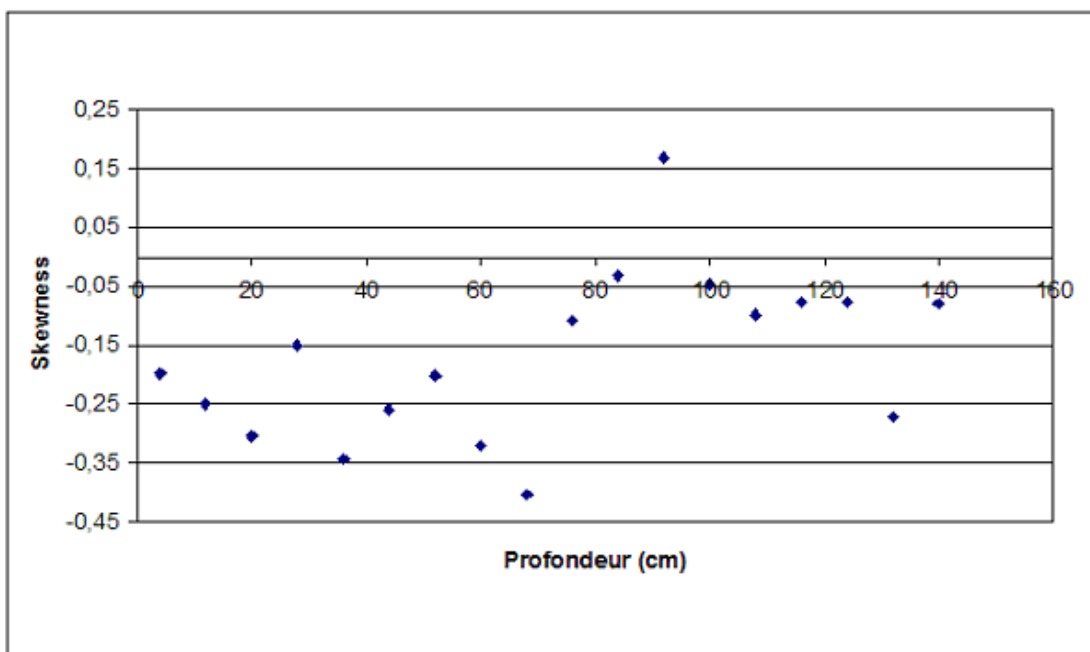
#### *Analyse des indices granulométriques*

Les échantillons issus du tarièreage dans le lit majeur exceptionnel de « La Mourède » ont tous un grain moyen fin à très fin (figure 105). Toutefois, il existe une rupture à 68 cm de profondeur. En effet, de 140 cm à cette profondeur, d'une manière générale, les valeurs de grain moyen décroissent. Puis de 68 cm au sommet, les valeurs de grain moyen croissent. Le grain moyen étant l'expression de la force du courant, Chamley (1987) explique que lorsque le grain moyen diminue vers le haut, il traduit l'existence d'un courant de force décroissante au cours du temps. Ceci confirme donc nos observations précédentes. Ce regain d'hydrodynamisme peut avoir deux causes. Il traduit soit une évolution temporelle de l'intensité des crues soit un déplacement du lit mineur. La première partie des dépôts a pu se faire à un moment où le lit mineur était loin de cette surface alors qu'actuellement on observe que celui-ci est proche.



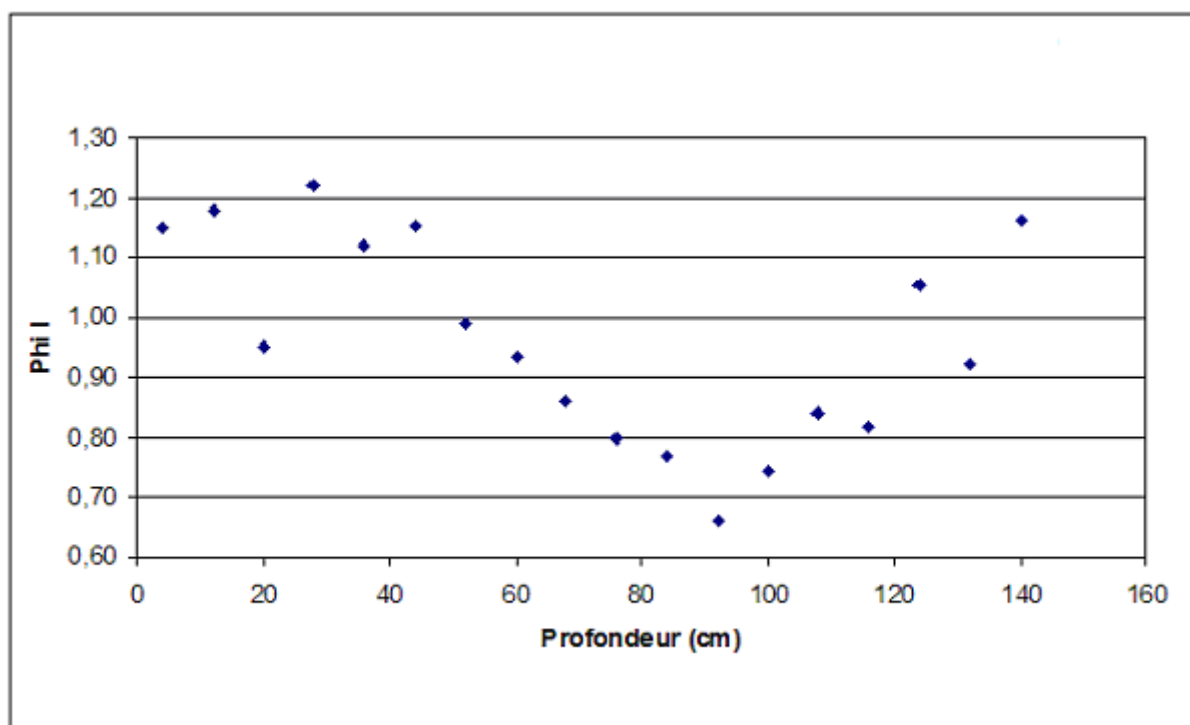
**Figure 105 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel, au lieu-dit « La Mourède ».**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

L'analyse de l'évolution de l'indice d'asymétrie met également en évidence une rupture vers 68 cm (figure 106). En effet, les dépôts inférieurs présentent en général une symétrie typique des dépôts qui ont une courbe granulométrique de type sigmoïde alors que les dépôts supérieurs présentent une asymétrie négative voire très négative. L'asymétrie négative des dépôts supérieurs montre que, malgré l'augmentation du grain moyen, la part des éléments fins reste prépondérante. Cela va donc dans le sens d'un enrichissement en particules fines qui est dû à la décantation en fin de crue.



**Figure 106 : Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « La Mourède ».**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

En ce qui concerne l'indice de tri (figure 107), aucun des échantillons ne présente un histogramme de type gaussien. Son interprétation s'avère donc délicate et sujette à contestation. Si on ne tient pas compte des seuils définis par Folk et Ward (1957), on observe que le tri s'améliore de la base jusqu'à une profondeur de 95 cm puis il devient de moins en moins bon, en se rapprochant de la surface. Si on considère les valeurs seuils, presque tous les échantillons en dessous de 50 cm de profondeur ont un tri assez bon ce qui témoigne d'une action efficace de l'agent de transport. En revanche, au-dessus de cette profondeur, le tri devient moyen. Les apports en éléments grossiers sont sans doute à l'origine de ce tri moyen.



**Figure 107 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « La Mourède ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.3.3. Conclusion : interprétation des résultats

Les analyses granulométriques ont confirmé que le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « La Mourède » n'est pas un lit rocheux. En effet, les granulométries ont démontré qu'il s'agit d'une forme d'accumulation. Il est constitué de dépôts sableux qui reposent sur une formation grossière liée à un fort hydrodynamisme et qui sont surmontés par des apports transversaux.

L'explication de la genèse de cette forme réside dans l'évolution de la position du méandre du lit mineur. La présence des galets en profondeur témoigne de la présence d'une nappe alluviale pléistocène. Ainsi, il y a eu une incision postérieure à la construction de la terrasse immédiatement supérieure, puis accumulation d'une seconde terrasse pléistocène et de nouveau une incision. La carte géologique (Ellenberger *et al.* 1987), ne donnant aucune précision quant à l'âge précis de la terrasse supérieure, il est donc probable qu'elle soit d'âge « rissien » et que les dépôts de la base du lit majeur exceptionnel soient d'âge « würmien ».

L'accumulation du lit majeur exceptionnel a commencé avant ou au début de la migration du lit mineur et elle continue aujourd'hui malgré l'entaille du lit mineur (aucune

discontinuité de l'accumulation n'a été observée dans la coupe). La seconde phase d'incision, pendant laquelle le lit mineur s'est rapproché, a permis le développement du lit majeur ordinaire en contre bas. L'incision du lit mineur n'a pas été suffisante pour compenser l'accumulation qui a lieu dans le lit majeur ordinaire et permettre que le lit majeur exceptionnel soit hors d'eau. La proximité du lit mineur engendre des courants plus forts.

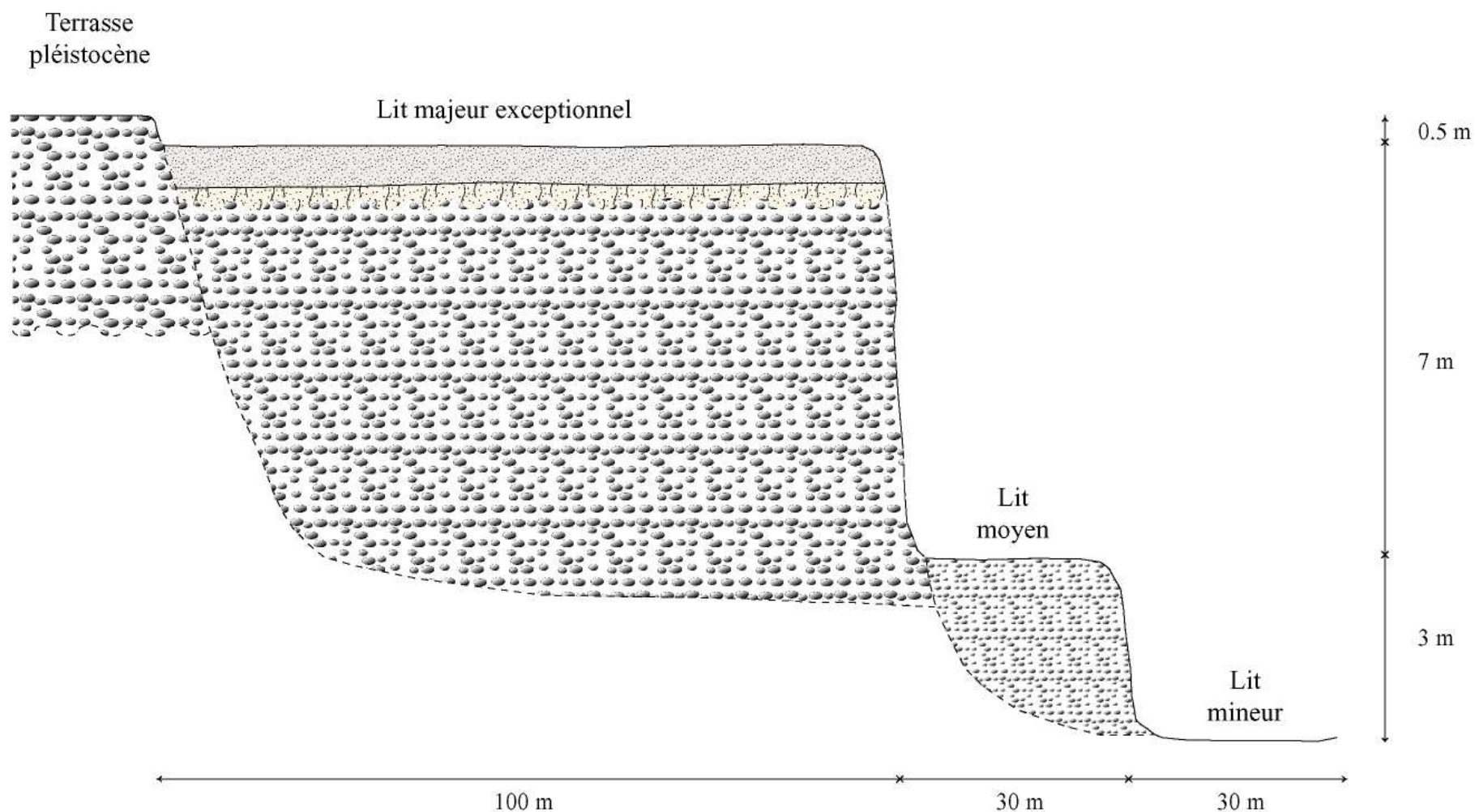
Il s'agit donc d'un lit majeur exceptionnel, construit (de dépôts uniquement alluviaux) consécutivement à une entaille post-pléistocène et antérieurement à l'incision du lit mineur qui se poursuit encore aujourd'hui.

#### 2.1.4.4. Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Le Faubourg »

##### 2.1.4.4.1. Description du profil transversal et de la coupe étudiée

Au lieu-dit « Le Faubourg », si l'on effectue un transect passant par le lit majeur exceptionnel, celui-ci ne se raccorde pas à un lit majeur ordinaire (figure 108). Ceci peut donc sembler contradictoire avec le fait de nommer cette surface lit majeur exceptionnel. En fait, il ne se raccorde pas avec un lit majeur ordinaire de manière transversale mais le lit majeur ordinaire existe à l'amont, à l'aval et sur la rive opposée. Le niveau topographique de cette surface se situe bien en position topographique supérieure par rapport au lit majeur ordinaire, ce qui justifie l'appellation de lit majeur exceptionnel.

Transversalement, on observe la succession suivante : une terrasse pléistocène (Ellenberger *et al.*, 1987) séparée du lit majeur exceptionnel par un talus dont le commandement est de l'ordre de 40 à 50 cm, le lit moyen qui est en contre-bas de 7 m du lit majeur exceptionnel et enfin le lit mineur (figure 108).

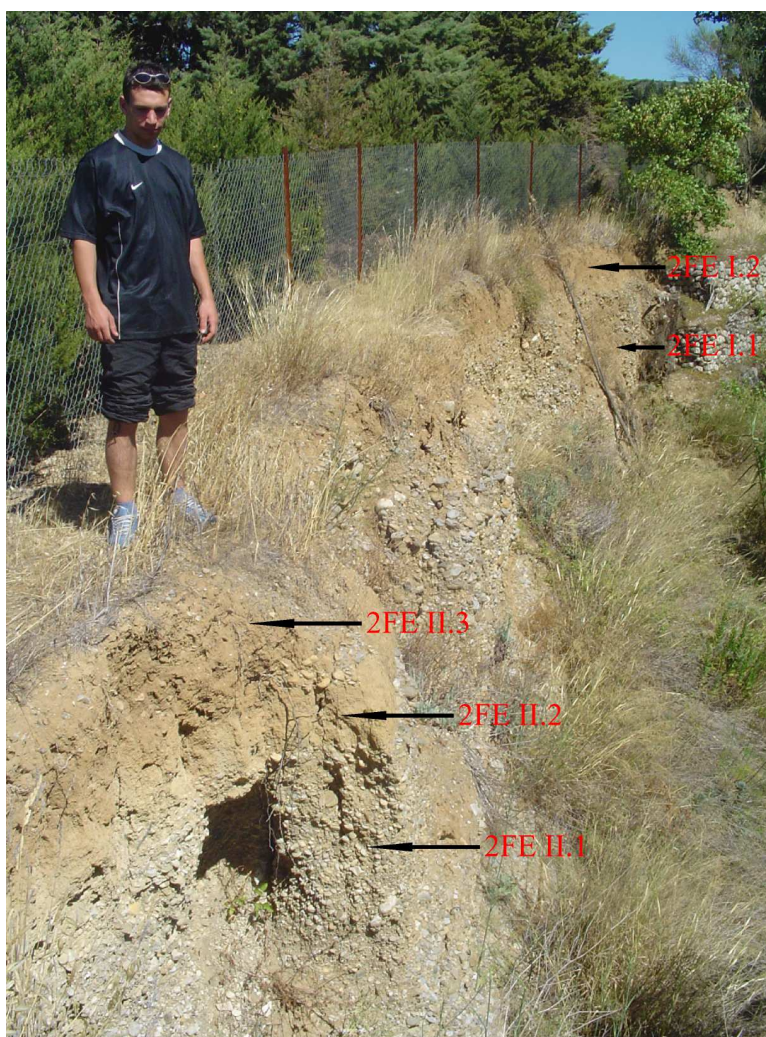


**Figure 108 : Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Le Faubourg ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.



La base de la coupe du lit majeur exceptionnel (figure 109) est constituée de galets grossiers (de taille pluricentimétrique), organisés en lits dans une matrice sableuse. Ces galets sont recouverts de concrétions carbonatées. Ce type de dépôt rappelle la granulométrie des terrasses pléistocènes. La partie supérieure présente une épaisseur de limons de débordements d'à peu près 90 cm. Le faciès de ces limons change latéralement. Dans la partie aval de la coupe, les limons supérieurs sont brun-foncé et ils présentent une légère structuration verticale. En dessous, des limons plus clairs légèrement plus indurés ainsi que quelques galets centimétriques ont été observés. Dans la partie plus à l'amont, on observe la même structuration d'ensemble mais l'épaisseur de limons bruns est moins importante, ils sont davantage structurés et indurés. En dessous de ceux-ci, des limons ocres présentent une structuration verticale et une induration très nettes. Entre la partie amont et la partie aval, dans les limons, un lit de galet continu a été observé. Proche de ce lit de galets, des coquilles de *Pomatia elegans* indiquent l'existence d'une forêt claire au moment de leur enfouissement (Bertan *et al.*, 1998). L'évolution latérale du faciès de l'amont à l'aval marque un passage progressif de limons très structurés (témoignant d'une pédogenèse) à des limons qui sont beaucoup plus récents (puisque la structuration est nettement plus faible). L'évolution verticale des dépôts montre le passage d'un hydrodynamisme de type torrentiel (caractéristique des dépôts du Pléistocène supérieur) à un hydrodynamisme nettement plus faible.



**Figure 109 : Photographie de la coupe du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « Le Faubourg ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Les limons les plus structurés sont probablement contemporains des éléments grossiers, il s'agit sans doute de dépôts corrélatifs de la fin d'une période froide. En revanche, les plus récents montrent que cette surface était déjà inondable avant la crue de 1999.

La compréhension de la morphogenèse de ce niveau est primordiale car elle témoigne d'un élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle et donc d'un accroissement du risque d'autant plus important que, sur ce lit majeur exceptionnel, un lotissement a été construit.

Afin de confirmer les observations de terrain, des échantillons prélevés sur la coupe ont été analysés.

#### 2.1.4.4.2.            Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés dans la coupe du lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Le Faubourg »

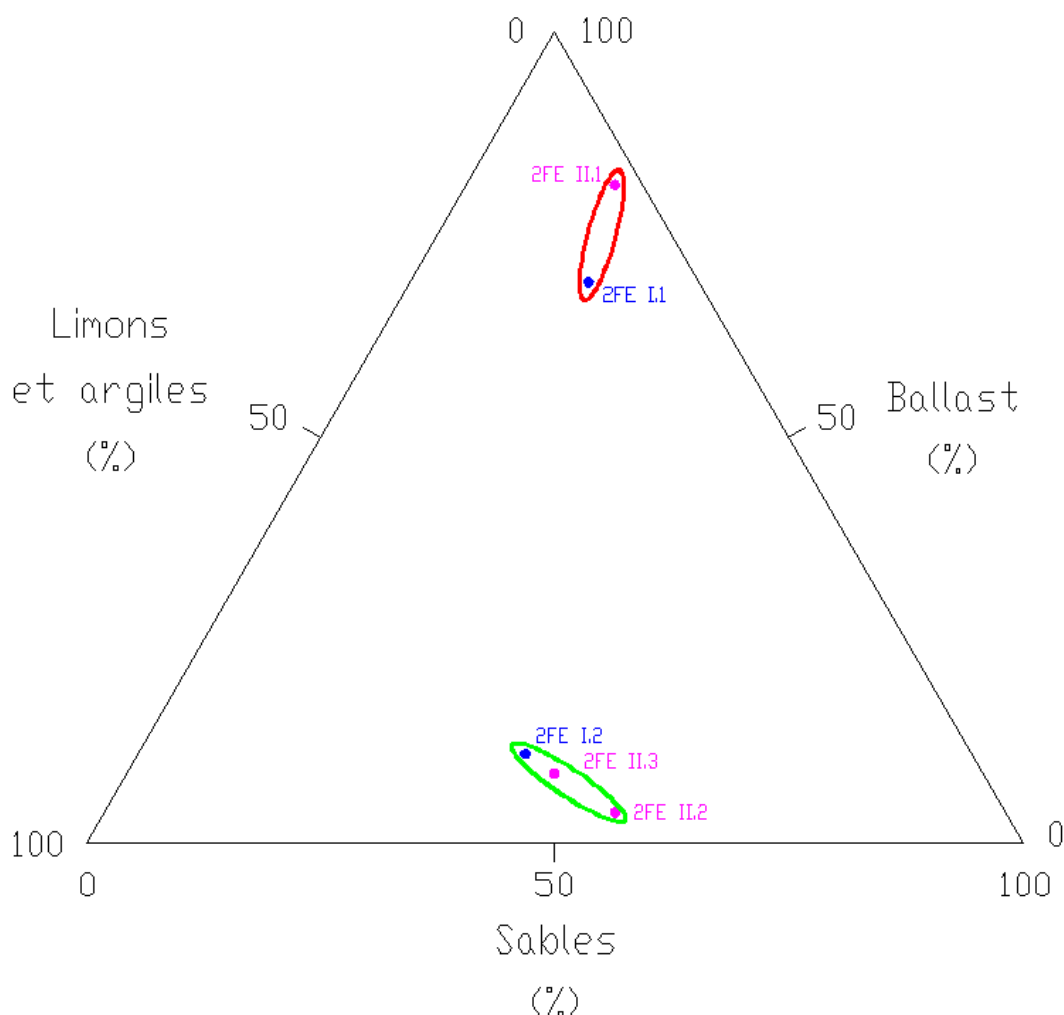
##### 2.1.4.4.2.1            *Analyse de la texture des échantillons*

Le diagramme triangulaire de la texture des échantillons (figure 110) permet de distinguer deux ensembles.

Le premier concerne les échantillons grossiers (2FE I.1 et 2FE II.1). Leur pourcentage de ballast est compris entre 69 et 81% alors que celui en sable est compris entre 16 et 19% et celui en limons-argiles est compris entre 3 et 12%. Cette texture va dans le sens d'un hydrodynamisme très fort.

Le second ensemble concerne les échantillons nettement plus fins (2FE I.2, 2FE II.2 et 2FE II.3). La teneur en ballast de ceux-ci n'est plus que de 4 à 11% alors que celles en sables et en limons-argiles sont respectivement comprises entre 41 et 54% pour la première et entre 41 et 48% pour la seconde. Ceci témoigne d'un hydrodynamisme nettement plus faible.

L'observation de ce graphique met clairement en évidence la dualité des dépôts, séparant la nappe alluviale grossière de la base de la coupe des alluvions fines du sommet.



**Figure 110 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans la coupe du lit majeur exceptionnel du lieu-dit «Le Faubourg».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.4.2.2 La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées

Les échantillons de la base de la coupe (2FE I.1 et 2FE II.1) présentent des courbes de type parabole (annexe 1.1.2). Elles caractérisent des dépôts de type torrentiel et témoignent d'un hydrodynamisme fort.

Les dépôts limoneux ocres se distinguent légèrement des dépôts supérieurs. Les prélèvements dans les limons bruns (2FE I.2 et 2FE II.3) ont une courbe de type droite et leurs histogrammes de fréquence des sables sont quasiment similaires (annexe 1.1.2). Les droites témoignent en général d'apports colluviaux, or étant donnée la position topographique de ces dépôts, ceci n'est pas possible. Ici, elles mettent davantage en exergue la prédominance des éléments fins et un mauvais tri. Le dernier échantillon (2FE II.2) prélevé dans les limons ocres, présente une courbe qui a une légère tendance vers la sigmoïde et l'histogramme de fréquence des sables est légèrement différent des autres échantillons. Ainsi, les limons ocres témoignent du passage du Pléistocène supérieur à l'Holocène alors que les limons bruns sont plus récents. La présence de coquilles de *Pomatia elegans* va également dans ce sens.

2.1.4.4.2.3

Analyse des indices granulométriques

L'analyse des indices granulométriques (tableau 21) confirme les observations précédentes. Les limons bruns ont des grains moyens identiques (0,37 mm, c'est à dire fins) qui montrent la similitude de l'hydrodynamisme qui les a mis en place. Pour autant, cela ne veut en aucun cas dire que ces dépôts sont contemporains. Les échantillons présentent une symétrie et leur indice de tri est moyen.

Les limons ocres se distinguent car leur grain moyen est légèrement plus fin (0,31 mm), ils présentent une symétrie et leur tri est également moyen.

Les dépôts grossiers ont un grain moyen dit moyen (0,7 et 0,88 mm), une asymétrie positive voire très positive qui montre la prédominance des éléments grossiers et un tri assez bon à moyen.

Nom de l'échantillon	Le grain moyen (mm)	L'asymétrie	L'indice de tri
2FE I.1	0,70	0,33	1,50
2FE I.2	0,37	-0,08	1,56
2FE II.1	0,88	0,19	1,00
2FE II.2	0,31	0,06	1,28
2FE II.3	0,37	-0,04	1,49

**Tableau 21 : Les indices granulométriques des échantillons prélevés au lieu-dit «Le Faubourg».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.1.4.4.2.4

Analyse de la teneur en carbonate de calcium

Sur la partie amont et sur la partie aval de la coupe, un prélèvement a été effectué dans les limons ocres et un dans les limons bruns. Dans la partie intermédiaire, un seul prélèvement a été effectué dans les limons bruns.

Il s'avère que les limons bruns ont des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  comprises entre 4,86% et 6,89% alors que les limons ocres ont des teneurs comprises entre 13,83% et 14,66%. Ces résultats confirment les observations de terrain concernant l'évolution pédologique des dépôts qui montre que les limons bruns sont nettement plus récents que les limons ocres.

2.1.4.4.3.

Conclusion : interprétation des résultats

Les analyses granulométriques ont confirmé que la base de la coupe du lit majeur exceptionnel est constituée d'une formation alluviale pléistocène.

Les dépôts limoneux supérieurs dénotent une évolution postérieure, un passage d'un hydrodynamisme très fort à un hydrodynamisme fort, puis faible. Les différences de coloration et de structuration, les analyses granulométriques et la mesure de la teneur en carbonates de calcium de ces dépôts montrent une évolution pédogénétique différente. Les limons ocres de la partie la plus en amont de la coupe sont ceux qui présentent l'évolution la plus importante. Ils témoignent du passage du Pléistocène supérieur à l'Holocène. Les limons bruns sont plus récents. Ils témoignent que ce niveau fonctionne comme un lit majeur

exceptionnel depuis un certain temps. Il est impossible d'apporter davantage de précisions faute d'indicateurs chronologiques. Le lotissement a donc été construit en zone inondable.

Ce lit majeur exceptionnel est donc une forme d'accumulation. Les limons de débordements actuels reposent sur une accumulation pléistocène. Ceci montre qu'il y a un élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle et donc un accroissement du risque.

#### 2.1.4.5. Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Les Carbenats »

##### 2.1.4.5.1. Description du profil transversal

Au lieu-dit « Les Carbenats », le lit majeur exceptionnel est séparé de la terrasse pléistocène (Ellenberger *et al.*, 1987) immédiatement supérieure par un talus de 2 m (figure 111) et, le contact avec le lit majeur ordinaire se fait en pente douce (figure 112). Sur ce transect, viennent ensuite les lits moyen et mineur.

En surface, la granulométrie du lit majeur exceptionnel est constituée d'éléments fins qui rappelle celle des lits majeurs. En revanche, en profondeur, elle devient très grossière.

En surface et dans une coupe, le lit majeur ordinaire présente des éléments grossiers (galets de taille pluricentimétrique, figure 113). Or cette granulométrie n'est pas celle que l'on observe généralement dans ces unités de plaines alluviales. Toutefois, l'absence de concrétionnement autour des galets témoigne de leur âge récent. Il s'agit donc d'un lit majeur ordinaire où les dynamiques peuvent être fortes. Ce fort hydrodynamisme est sans doute lié au resserrement de la plaine alluviale et au fait que cette surface se situe dans le prolongement d'un axe préférentiel d'écoulement. En effet, l'organisation spatiale des éléments grossiers, dans la partie basse du lit, montre qu'il s'agit de dépôts dus à de puissants jets de rive.

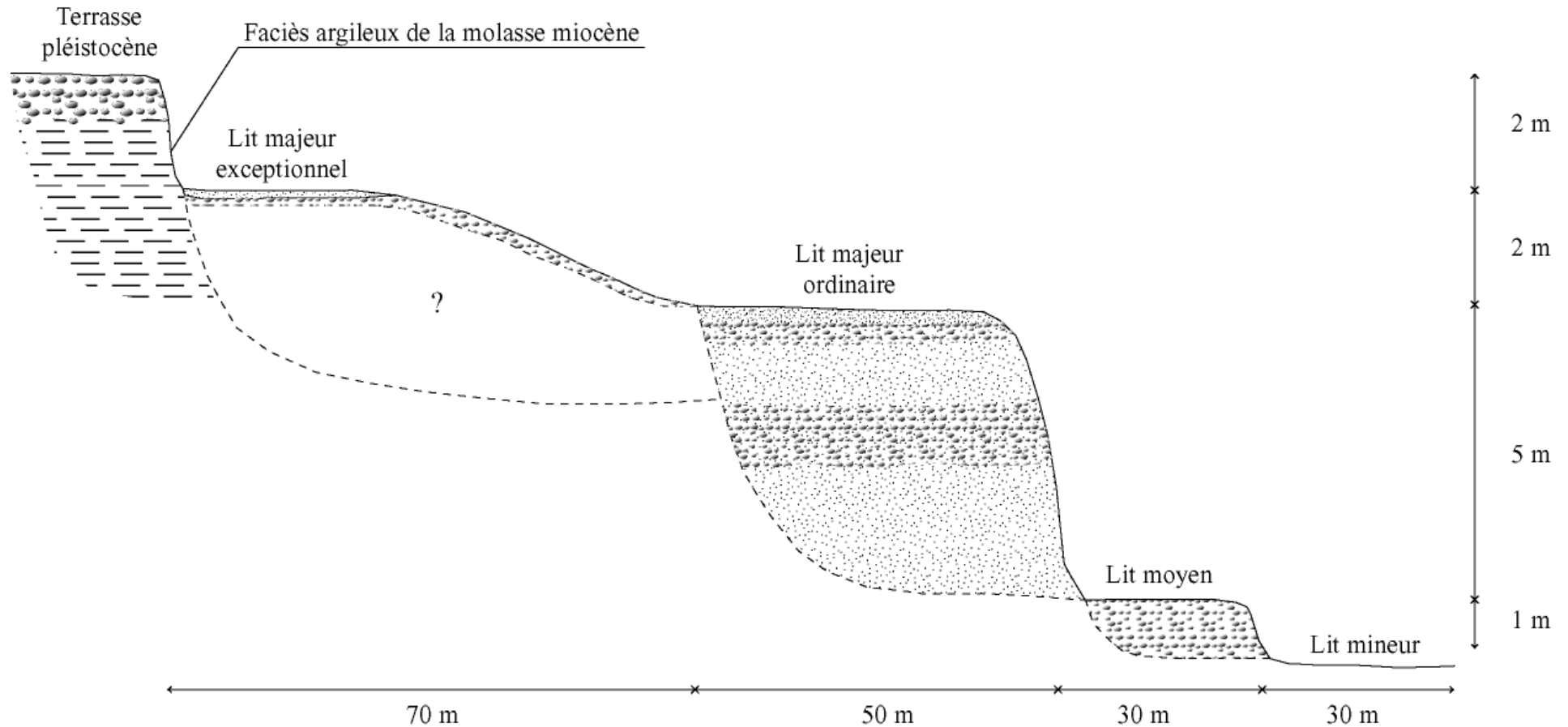
L'organisation de la plaine alluviale et ces observations permettent d'émettre deux hypothèses quant à la genèse du lit majeur exceptionnel.

La première hypothèse est celle d'un lit majeur exceptionnel incipient, c'est-à-dire d'une terrasse pléistocène (comme le suggère la présence de galets de taille pluricentimétrique) devenue inondable récemment (comme en témoigne la mince épaisseur de dépôts fins en surface).

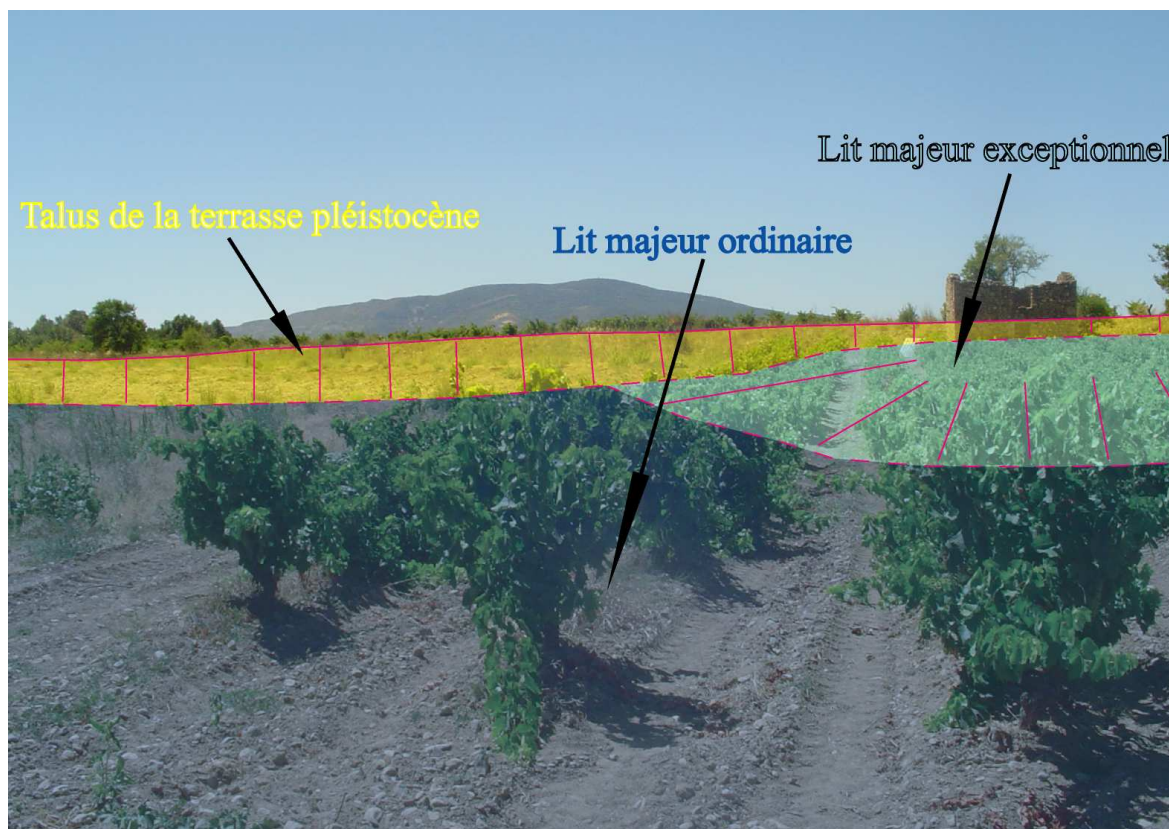
La deuxième hypothèse est celle d'une forme d'accumulation. Le lit majeur ordinaire présente, en surface, des dépôts grossiers qui témoignent d'un hydrodynamisme fort. Le lit majeur exceptionnel se raccordant au lit majeur ordinaire par une pente douce, il est possible que les dynamiques qui affectent ces deux surfaces soient identiques. Il s'agirait alors du premier lit majeur exceptionnel construit avec des dépôts grossiers. Cependant, une pellicule de dépôts fins a été observée en surface, ce qui rend cette hypothèse peu plausible.

Afin de comprendre la genèse de ce lit majeur exceptionnel, des échantillons ont été prélevés et analysés. Les échantillons LMEP I.1, LMEP I.2, LMEP I.3, LMEP II.1, LMEP II.2, LMEP II.3, LMEP II.4, LMEP III.1, LMEP IV.1 ont été prélevés à différents endroits du lit majeur ordinaire. Un échantillon a été prélevé dans le substrat affleurant dans le talus séparant la terrasse pléistocène et le lit majeur exceptionnel (LMEP V.1), un autre sur la terrasse pléistocène (LMEP VI.1) et le dernier sur le lit majeur exceptionnel (LMEP VII.1).





**Figure 111 :** Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».  
Source : Delorme-Laurent, 2007.



**Figure 112 : Photographie du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.



**Figure 113 : Photographies de la coupe du lit majeur ordinaire de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.5.2. Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Carbenats »

##### 2.1.4.5.2.1 Analyse de la texture des échantillons

La texture des échantillons est déterminée grâce à l'élaboration d'un diagramme triangulaire (figure 114) qui permet de distinguer trois ensembles.

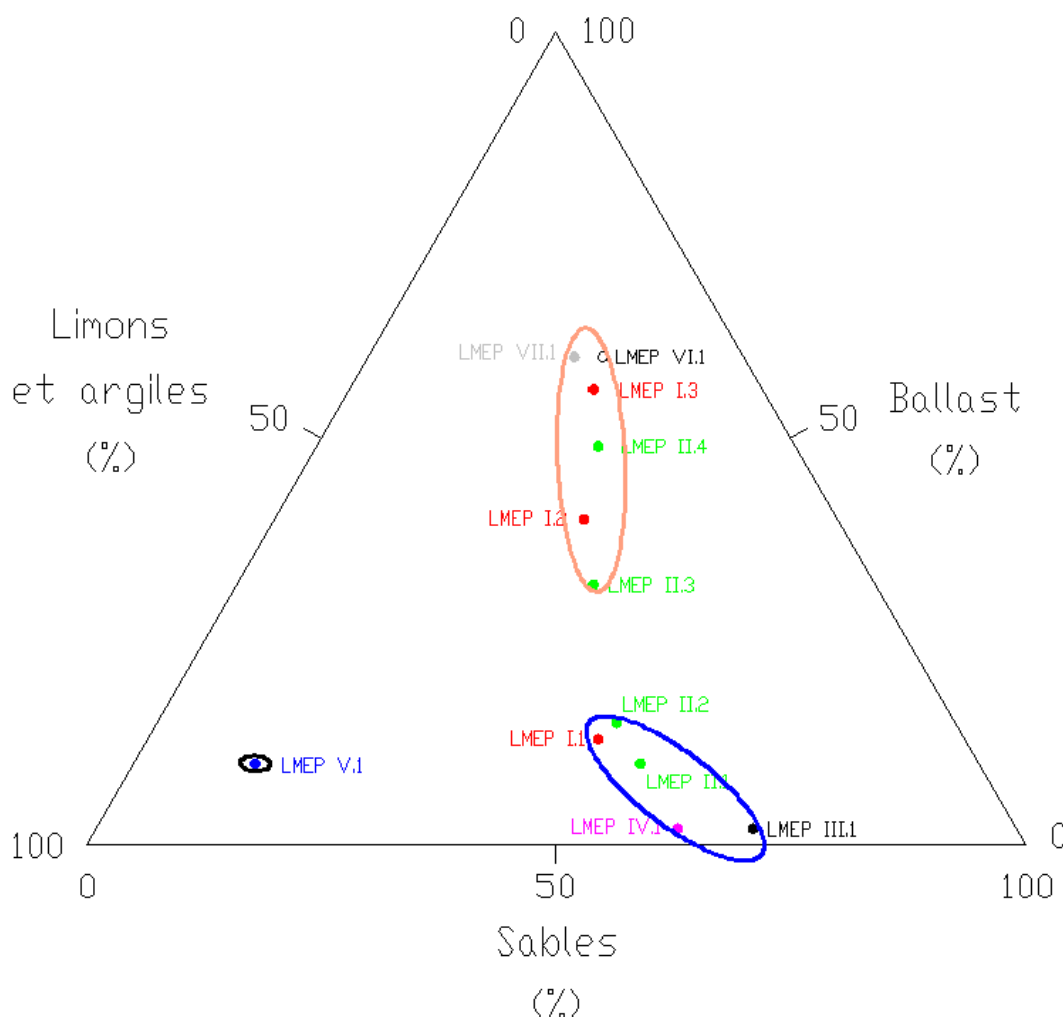
Le premier ensemble, très fin, contient uniquement l'échantillon LMEP V.1. Celui-ci définit la texture du substrat. Sa teneur en ballast est de 8,4%, celle de sables est de 13% et celle de limons-argiles est de 77%. Il s'agit en effet, d'un faciès argileux de la molasse miocène (Ellenberger *et al.*, 1987).

Le second ensemble avec peu de ballast et plus sableux que le précédent regroupe les échantillons LMEP I.1, LMEP II.1, LMEP II.2, LMEP III.1, LMEP IV.1. Ces échantillons ont une teneur en ballast comprise entre 1,4 et 13,9%. Les sables représentent 48 à 70% des échantillons et les limons-argiles de 28 à 39%. Tous ces échantillons sont ceux qui ont été prélevés à la surface du lit majeur ordinaire. Ils mettent donc en évidence la dynamique actuelle de ce niveau qui est forte pour ce type de lit où l'hydrodynamisme est en général plutôt faible.

Le troisième ensemble présente les échantillons LMEP I.2, LMEP I.3, LMEP II.3, LMEP II.4, LMEP VI.1, LMEP VII.1. L'ensemble a une forme très allongée la teneur en ballast varie de 31 à 59%. Le pourcentage de sables est compris entre 22 et 38% et celui de limons-argiles entre 15 et 29%. Deux des échantillons ont une texture à peu près identique (LMEP VI.1 et LMEP VII.1). Il s'agit de l'échantillon prélevé sur la terrasse pléistocène et de l'échantillon prélevé sur le lit majeur exceptionnel. Les autres échantillons sont ceux prélevés en profondeur, sur le lit majeur ordinaire. Leur texture, bien qu'elle soit proche des échantillons précédents est légèrement différente.

La texture similaire des échantillons du lit majeur exceptionnel et de la terrasse pléistocène immédiatement supérieure est un argument qui montre que le lit majeur exceptionnel serait un lit incipient. Il s'agirait d'une terrasse pléistocène (postérieure à celle qui la domine de 2 m) devenue inondable récemment comme en témoigne la mince épaisseur de dépôts fins en surface.

La texture grossière de l'ensemble de la surface du lit majeur ordinaire montre que celui-ci n'est pas uniquement affecté par des jets de rive. Le contact en pente douce avec le lit majeur exceptionnel qui est constitué de dépôts grossiers favorise le colluvionnement. Les labours effectués dans le sens de la pente (figure 112) accentuent le colluvionnement et permettent une répartition homogène du matériel sur l'ensemble de la surface.



**Figure 114 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.1.4.5.2.2 La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées

L'analyse granulométrique de la fraction sableuse (annexe 1.1.2) apporte quelques précisions. L'ensemble des échantillons prélevés présente trois types de courbes : des sigmoïdes, une parabole et des droites.

Les échantillons prélevés sur le lit majeur exceptionnel et la terrasse pléistocène immédiatement supérieure (LMEP VI.1 et LMEP VII.1) montrent une répartition des sables à peu près identique et des courbes cumulées de type droite. Ceci confirme que le lit majeur exceptionnel était une terrasse pléistocène avant de devenir inondable. Les échantillons LMEP V.1 et LMEP II.4 présentent également des droites mais leur texture est différente. Le premier caractérise le substrat et le second, les dépôts prélevés en profondeur dans le lit majeur ordinaire.

Les échantillons prélevés en profondeur dans le lit majeur ordinaire qui présentaient une texture grossière ont des courbes granulométriques de la fraction sableuse de type sigmoïde voire parabolique (pour un échantillon) ce qui exclut qu'il puisse s'agir de colluvions. Ces courbes sont également très nettement différentes de celles obtenues pour la terrasse. Elles témoignent d'un hydrodynamisme assez fort puisque les éléments les plus fins

manquent. Les courbes sigmoïdes vont dans le sens d'un lit majeur ordinaire à fort hydrodynamisme. Ceci est confirmé par la présence d'une courbe parabolique (LMEP I.3) et de la droite (LMEP II.4) pour les échantillons les plus profonds. Il est rare d'obtenir ce type de courbe pour des dépôts de lit majeur. Montagné (2003) a mis en évidence que, dans des conditions particulières, l'aléa dans les lits majeurs peut être fort voire très fort.

Les dépôts les plus récents du lit majeur ordinaire dont la texture était la plus fine présentent également des courbes de type sigmoïde. Ceci va donc dans le sens d'un hydrodynamisme encore fort actuellement mais moins important puisque la fraction grossière est réduite. Ces courbes ne traduisent pas les apports transversaux, du lit majeur exceptionnel vers le lit majeur ordinaire. Ceci est sans doute lié au fait qu'il s'agit de colluvions remaniant des alluvions.

#### 2.1.4.5.2.3

#### Analyse des indices granulométriques

L'étude du grain moyen des échantillons prélevés en profondeur dans le lit majeur ordinaire montre que celui-ci décroît vers la surface (tableau 22). Ceci va dans le sens d'une diminution de l'hydrodynamisme qui est soit corrélatif de l'exhaussement de la forme, soit lié au déplacement du méandre du lit mineur. En ce qui concerne l'asymétrie (tableau 22), les échantillons les plus en surface présentent une symétrie ou une tendance vers la symétrie. Alors que plus en profondeur, ils ont des valeurs négatives voire très négatives ce qui témoigne d'un enrichissement en éléments fins. Seul l'échantillon LMEP I.3 a une asymétrie positive qui montre la prépondérance d'éléments grossiers. Le tri des échantillons (tableau 22) est meilleur pour ceux prélevés le plus en surface, ce qui n'est pas cohérent avec l'hypothèse d'apports colluviaux.

Les grains moyens des échantillons de la terrasse pléistocène et du lit majeur exceptionnel ont des valeurs très proches (0,49 et 0,45 mm) ce qui apporte un argument complémentaire quant à l'âge pléistocène des dépôts constituant le lit majeur exceptionnel. Il en est de même pour leur asymétrie (négative) et leur indice de tri (moyen).

Nom de l'échantillon	Le grain moyen (mm)	L'asymétrie	L'indice de tri
LMEP I.1	0,13	-0,22	0,69
LMEP I.2	0,44	-0,47	1,51
LMEP I.3	0,67	0,15	1,65
LMEP II.1	0,14	-0,11	0,76
LMEP II.2	0,15	-0,25	0,88
LMEP II.3	0,32	-0,42	1,39
LMEP II.4	0,5	-0,24	1,61
LMEP III.1	0,23	-0,08	0,97
LMEP IV.1	0,15	-0,09	0,78
LMEP V.1	0,43	-0,07	1,59
LMEP VI.1	0,49	-0,13	1,45
LMEP VII.1	0,45	-0,23	1,65

**Tableau 22 : Les indices granulométriques des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Carbenats ».**

Source : Delorme-Laurent, 2007.



#### 2.1.4.5.3. Conclusion : interprétation des résultats

Les analyses granulométriques ont confirmé que le lit majeur ordinaire est constitué de dépôts mis en place par des dynamiques fortes liées à la morphométrie de la plaine alluviale fonctionnelle. Le contact en pente douce entre le lit majeur exceptionnel et le lit majeur ordinaire et les labours dans le sens de la pente vont dans le sens d'apports colluviaux. Mais les analyses granulométriques n'ont pas permis de le confirmer.

Les observations de terrain et les analyses granulométriques montrent que le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « Les Carbenats » est un lit majeur exceptionnel incipient. Il s'agit d'une terrasse pléistocène devenue inondable par exhaussement du lit majeur ordinaire (comme le montre l'accumulation de dépôts visible sur la coupe : figure 111). La faible épaisseur de dépôts fins en surface montre que ce fonctionnement est récent.

Ce transect (figure 111) met en évidence une incision puis l'accumulation d'une terrasse pléistocène. Après une nouvelle incision, un lit majeur ordinaire s'est construit. Malgré l'incision actuelle du lit mineur, accentuée par les extractions de granulats (juste à l'amont du lieu-dit « Les Carbenats » (Chave, 2003)), celle-ci n'est pas suffisante pour contre-balancer les effets de la sédimentation dans le lit majeur ordinaire. A Fabrezan, l'accumulation dans le lit majeur ordinaire mise en évidence grâce à la présence d'un chemin en déblai atteint environ 1,40 m de haut depuis l'Antiquité (au maximum). Cette élévation de la topographie permet alors (à conditions climatiques constantes), que les crues actuelles atteignent des surfaces plus hautes. L'étude du lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Les Carbenats » confirme l'élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle et donc l'accroissement du risque.

#### 2.1.4.6. Cartographie hydrogéomorphologique du tronçon

D'un point de vue cartographique, seule la fonctionnalité actuelle des surfaces compte. La morphogenèse ne doit pas intervenir afin qu'il ne puisse y avoir aucune ambiguïté quant au caractère inondable et à l'appartenance de cette surface à la plaine alluviale fonctionnelle. Ainsi, les lits majeurs exceptionnels de l'Orbieu ont été représentés en bleu pour rappeler la couleur des lits majeurs mais plus clair (figure 115) afin de les distinguer des lits majeurs ordinaires.



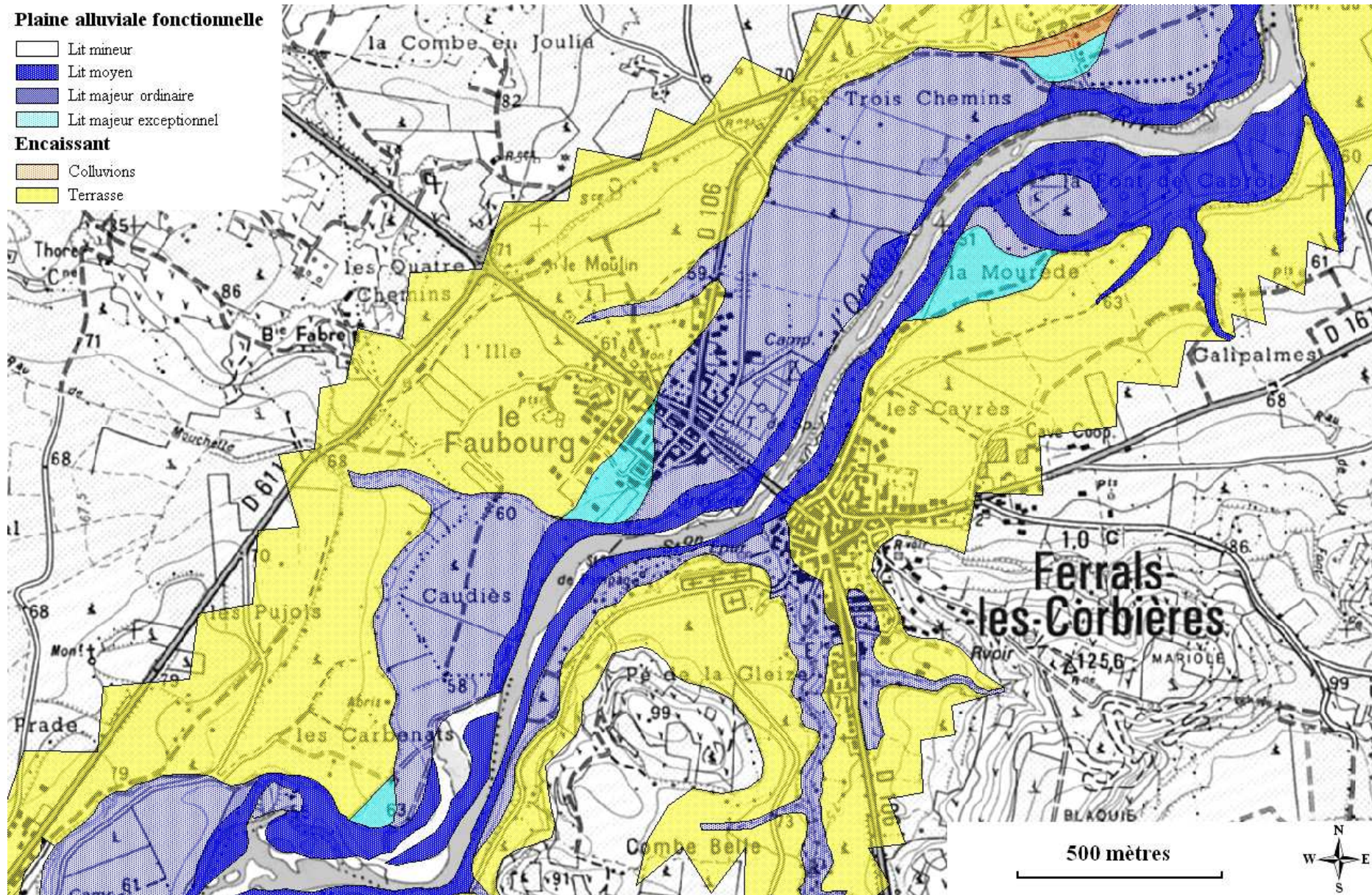


Figure 115 : Cartographie hydrogéomorphologique de l'Orbieu à Ferrals-les-Corbières.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Chave, 2003.



## 2.1.5. Conclusion

L'étude des lits majeurs exceptionnels de la Cèze, du Gardon et de l'Orbieu a permis de bien définir ces formes et de comprendre leur genèse.

D'un point de vue topographique, il s'agit de surfaces horizontales ou sub-horizontales. Tous les lits majeurs exceptionnels sont séparés du lit majeur ordinaire par un talus atteignant parfois plusieurs mètres, sauf celui situé dans la plaine alluviale fonctionnelle de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats » qui se raccorde en pente douce.

Les lits majeurs exceptionnels sont des formes d'accumulation. Certains, comme ceux du Gardon, de l'Orbieu au lieu-dit « La Mourède » et au lieu-dit « Les Trois Chemins » présentent une accumulation de dépôts fins. D'autres, comme ceux de la Cèze à Saint-André-de-Roquepertuis, de l'Orbieu au lieu-dit « Le Faubourg » et au lieu-dit « Les Carbenats » sont également constitués par une accumulation fine mais, elle est moins épaisse et domine des dépôts grossiers pléistocènes.

Si on considère les grands trains de méandres occupés aujourd'hui par le lit majeur ordinaire, tous les lits majeurs exceptionnels (excepté celui du Gardon) sont situés en rive convexe (ce qui s'observe très nettement sur la cartographie de l'Orbieu). Le style méandriforme est donc propice au développement des lits majeurs exceptionnels. La carte de Cassini de Carcassonne de 1778 (figure 116), montre que le lit mineur avait déjà la position qu'il occupe actuellement. Les grands trains de méandres ont donc fonctionné antérieurement.

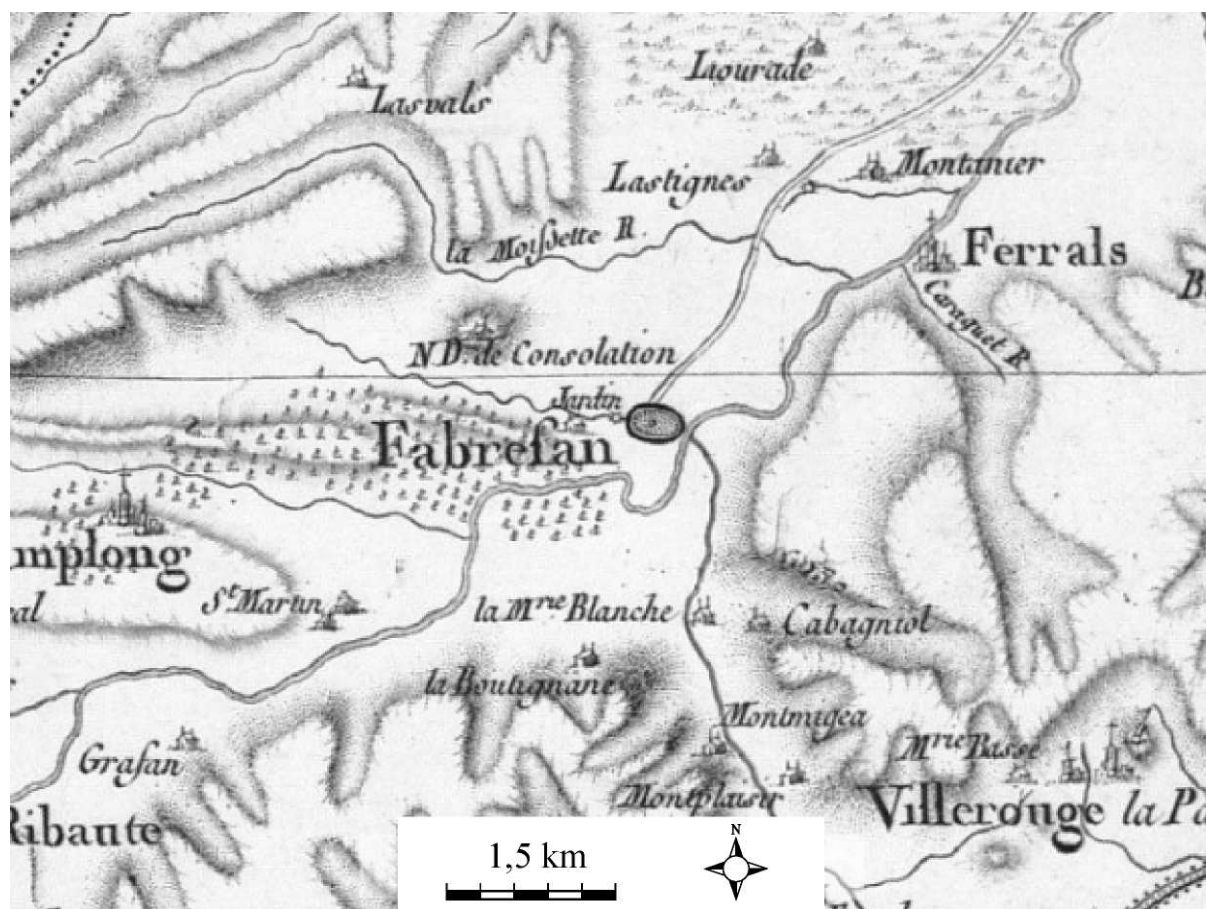


Figure 116 : Extrait de la carte de Cassini de Carcassonne (1778).

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après [www.gallica.bnf.fr](http://www.gallica.bnf.fr)

Bien que nous manquions de repères chronologiques, l'exemple de l'Orbieu permet d'aller plus loin dans la réflexion. Deux des lits majeurs exceptionnels (aux lieux-dits « La Mourède » et « Les Trois Chemins ») présentent une accumulation de plusieurs mètres de sédiments fins. Il est donc possible que ceux-ci aient fonctionné comme des lits majeurs ordinaires, et que lors du glissement du méandre et de l'incision du lit mineur, ces surfaces aient été déconnectées du lit majeur ordinaire qui s'est formé ultérieurement. Pour les deux autres lits majeurs exceptionnels de l'Orbieu (aux lieux-dits « Le Faubourg » et « Les Carbenats »), les dépôts pléistocènes servent de support aux dépôts actuels qui, en termes stratigraphiques, les ravinent, mais, en fait, déposés en conditions de faible hydrodynamisme, sont posés dessus, sans qu'il y ait eu d'entaille préalable. Il s'agit donc de terrasses pléistocènes devenues inondables par exhaussement du lit majeur ordinaire. Ceci met en évidence l'élargissement de la plaine alluviale fonctionnelle. La morphogenèse de ces lits majeurs exceptionnels montre que ceux des lieux-dits « La Mourède » et « Les Trois Chemins » se sont construits avant que les terrasses aux lieux-dits « Le Faubourg » et « Les Carbenats » deviennent des lits majeurs exceptionnels. En l'absence de repère chronologique, il est difficile d'être plus précis.

Sur l'Argent-Double (Chapitre 4, 2.2.2.), nous avons mis en évidence une terrasse historique (époque moderne) dont les dépôts sont semblables aux dépôts des lits majeurs exceptionnels des lieux-dits « La Mourède » et « Les Trois Chemins ». Cependant, sur ce cours d'eau, l'incision a été plus forte puisque les dépôts sont individualisés en terrasse malgré l'accumulation dans le lit majeur ordinaire. Il est donc probable que les lits majeurs exceptionnels des lieux-dits « La Mourède » et « Les Trois Chemins » soient contemporains de cette terrasse historique et que les lits majeurs exceptionnels des lieux-dits « Le Faubourg » et « Les Carbenats » soient postérieurs.

La caractérisation précise des lits majeurs exceptionnels et la typologie établie permet l'amélioration des cartographies des zones inondables. S'agissant des premiers travaux de ce type, il sera nécessaire de les compléter lors des observations ultérieures effectuées sur d'autres lits majeurs exceptionnels. Nous nous intéresserons d'abord aux lits majeurs exceptionnels dont nous connaissons l'existence c'est-à-dire ceux du Tech, celui de la Cèze à Bagnols-sur-Cèze et celui de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu. Puis, comme nous avons constaté que le style méandrique est propice à leur développement, nous étudierons les cours d'eau méditerranéens présentant ce style fluvial.

## 2.2. Les terrasses holocènes...

### 2.2.1. ...du Bayon

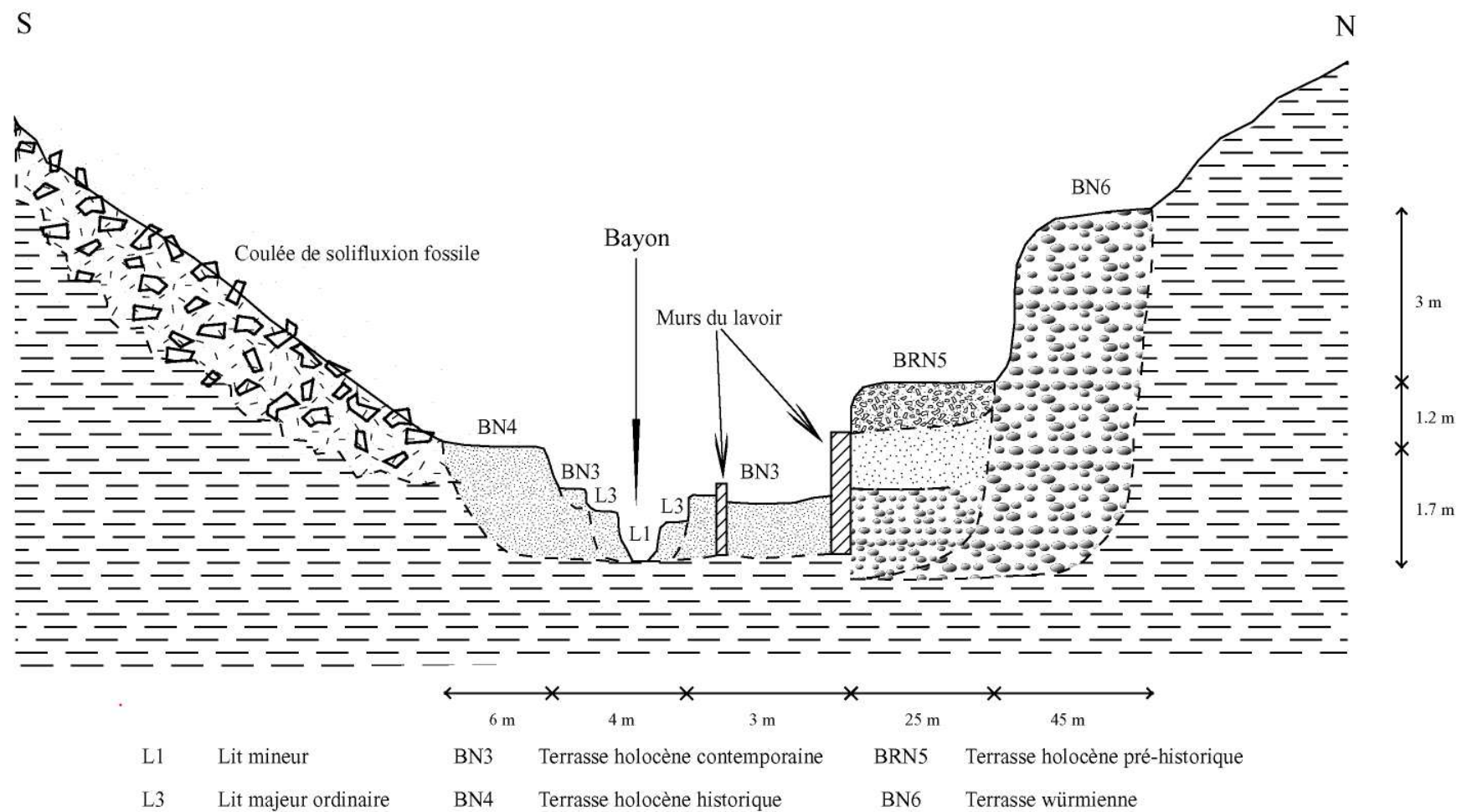
#### 2.2.1.1. Localisation et description des transects étudiés

Le secteur d'étude (figure 132) se situe à la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes, au droit de la route départementale 17 appelée « Route Cézanne » et du chemin de Roques-Hautes, au nord de la commune de Beaurecueil.

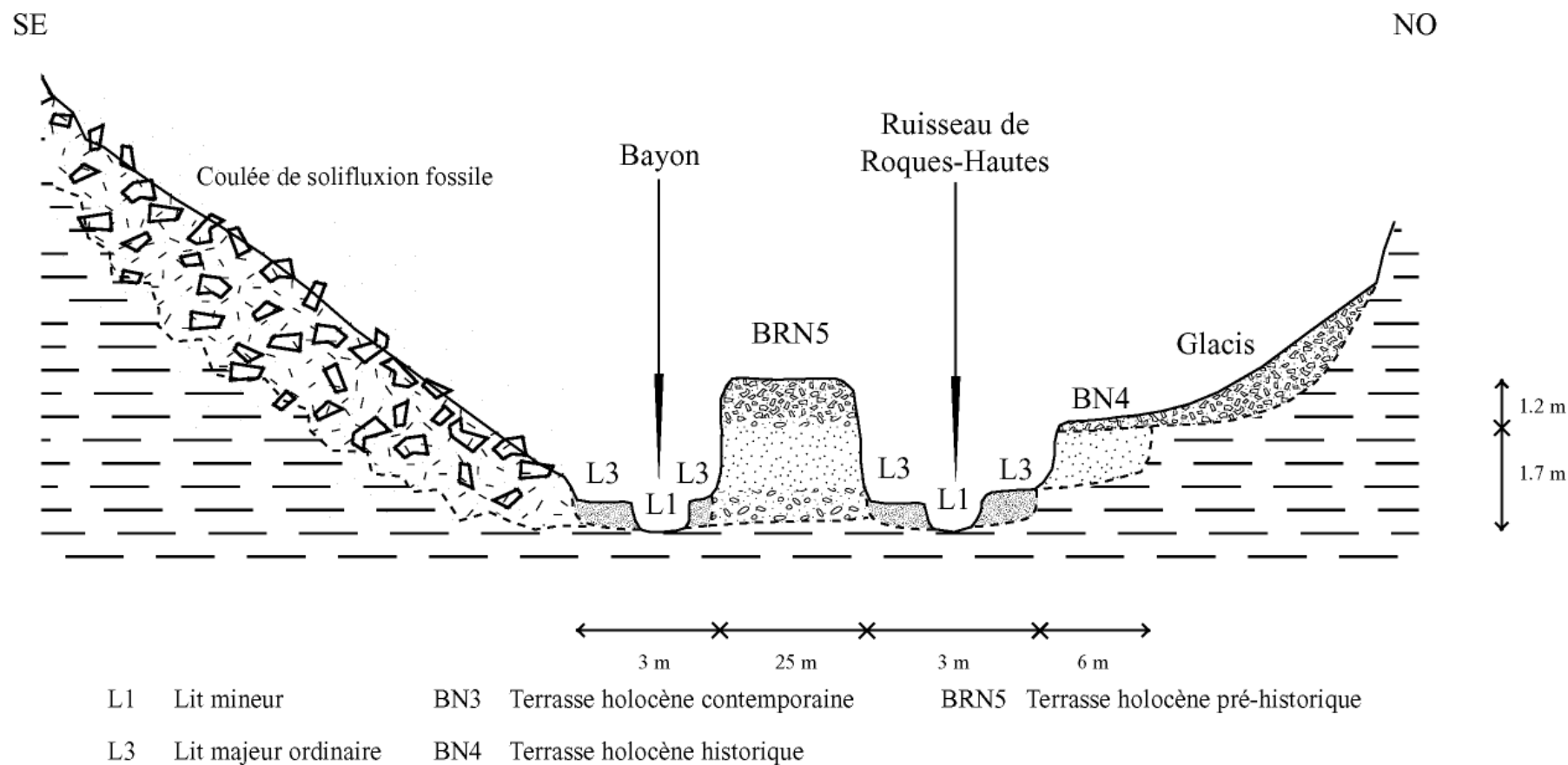
Ces travaux s'inscrivent dans le cadre des recherches sur l'évolution holocène des vallées du piedmont sud de la Sainte-Victoire. A l'aval du lieu-dit « Cascade », Vaudour (Vaudour, 1981 ; Vaudour, 1986 ; Vaudour *et al.*, 1988) a identifié une basse terrasse holocène pré-historique. En effet, la datation qui a été obtenue sur des travertins est de  $9440 \pm 220$  BP. Ballais et Crambes (1992), au « gué » amont du Bayon et à « Margaillan », dans la vallée de la Naisse, ont également identifié cette formation ce qui leur a permis de mettre en évidence des basses terrasses holocènes pré-historiques. Au pied de l'oppidum de Saint-Antonin, à Roque-Vaoutade et le long de la Naisse, Ballais et Crambes (1992) ont caractérisé une très basse terrasse holocène historique. En effet, un charbon de bois extrait de la moitié inférieure de la coupe de la très basse terrasse holocène historique de Roque-Vaoutade a été daté à  $1470 \pm 65$  BP. Un autre, dans la très basse terrasse holocène historique, le long de la Naisse, a été daté à  $1820 \pm 109$  BP. Une dernière datation sur charbon de bois (daté à  $531 \pm 80$  BP) a été obtenue à la base des colluvions qui dominent les dépôts alluviaux constituant la basse terrasse historique de la Naisse (Ballais et Crambes, 1992).

Deux transects ont été étudiés (figure 117 et figure 118). Le premier (nommé transect 1) se situe en amont de la confluence et ne concerne que le Bayon. Le second (nommé transect 2), au niveau de la confluence, commence en rive droite du Ruisseau de Roques-Hautes, rejoint la partie commune aux deux cours d'eau et s'achève en rive gauche du Bayon. Comme il n'était pas aisé *a priori* de déterminer les différents niveaux constituant ces transects, il a donc été décidé de les numérotter en partant du lit mineur. En effet, étant donné la taille réduite des organismes étudiés (Chapitre 1, 2.3.), l'échelle de travail doit être fine et rendre compte des variations microtopographiques.





**Figure 117 :** Représentation synthétique des coupes étudiées sur le transect 1 de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.  
Source : Delorme-Laurent, 2007.



**Figure 118 : Représentation synthétique des coupes étudiées sur le transect 2 de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

Pour le transect 1, sept niveaux été observés.

Le premier (BN1) est en fait le lit mineur. En rive droite, on observe un lit majeur ordinaire (BN2) très étroit dont le talus qui le sépare du lit mineur varie de 20 à 50 cm. Celui-ci présente des formes en petits amas isolés qui montrent qu'il est en déstockage (photo 38). La dynamique actuelle provoque son ablation et sa disparition sur certains secteurs.



**Photo 38 : Lit majeur ordinaire du Bayon en déstockage.**

Source : Cliché pris par V. Delorme-Laurent, le 17 mars 2004.

On observe ensuite deux niveaux intermédiaires (BN3 et BRN5) qu'il sera nécessaire de caractériser afin de les définir. Le niveau BN3 domine le lit majeur ordinaire par un talus d'environ 50 cm. Le niveau BN5, quant à lui se situe à environ 120 cm du niveau précédent.

Le dernier niveau alluvial est celui de la terrasse dite « würmienne » (BN6) qui surplombe d'environ 3 m le niveau BN5. On retrouve ensuite le versant (argilites) qui subit des ravinements et des mouvements de masse importants ce qui produit une matrice abondante (BN8). Les brèches situées sur les sommets des versants peuvent fournir des matériaux plus grossiers.

En rive gauche, on retrouve un lit majeur ordinaire (BN2), puis un premier niveau intermédiaire (BN3) auquel succède transversalement un second niveau mais à une altitude inférieure à celle du niveau BRN5 de rive droite. Ce niveau a donc été nommé BN4 et se positionne à environ 70 cm du niveau BN3. Le versant (BN8) vient ensuite se raccorder à ce dernier niveau de rive gauche.

Le second transect (transect 2) passe par les lits mineurs des deux cours d'eau et, certaines formes et formations sont donc communes aux deux cours d'eau. Pour le Ruisseau de Roques-Hautes, le lit mineur est nommé RN1.

En rive droite, quelques décimètres au-dessus de ce dernier, on retrouve un lit majeur ordinaire (RN2) auquel se raccorde un long glacis dont la concavité assez forte de l'amont s'atténue vers l'aval où il devient à peu près horizontal. Ce glacis (RN7) est raccordé topographiquement à un versant constitué d'argilites et de brèches.

En rive gauche, le lit mineur (RN1) est en contact par un talus abrupt avec le niveau intermédiaire BRN5.

Pour le Bayon, en rive droite, on retrouve les niveaux jusqu'au niveau BRN5, évoqués sur le précédent transect. En rive gauche, on retrouve également les niveaux évoqués pour le transect 1.

Du fait de la structuration en plusieurs niveaux des plaines alluviales du Bayon et de son affluent, la cartographie hydrogéomorphologique s'avère délicate. Certaines formes et formations ont été aisément identifiées. Il existe trois niveaux situés entre la dernière terrasse pléistocène et le lit majeur ordinaire. Nous verrons que deux d'entre eux (RBN5 et BN4) ont déjà été identifiés lors de recherches antérieures. Le niveau intermédiaire situé dans la position topographique la plus basse (BN3) n'avait pas fait l'objet de recherches avant les travaux de Touabi (2004). Sa position topographique, au-dessus du lit majeur ordinaire et en dessous du niveau BN4, fait que deux hypothèses ont été vérifiées. En effet, si celui-ci est toujours inondable, il s'agira d'un lit majeur exceptionnel ou si ne l'est plus, il s'agira alors d'une terrasse postérieure au niveau immédiatement supérieur.

Afin de vérifier ces hypothèses et de caractériser au mieux ces niveaux, des échantillons (figure 132) ont été prélevés et analysés (Touabi, 2004 ; annexe 1.1.4). Ceci permettra d'établir la cartographie hydrogéomorphologique du secteur et de préciser la chronologie des dépôts holocènes.

## 2.2.1.2. Caractérisation sédimentologique des différents niveaux

### 2.2.1.2.1. Analyse de la texture

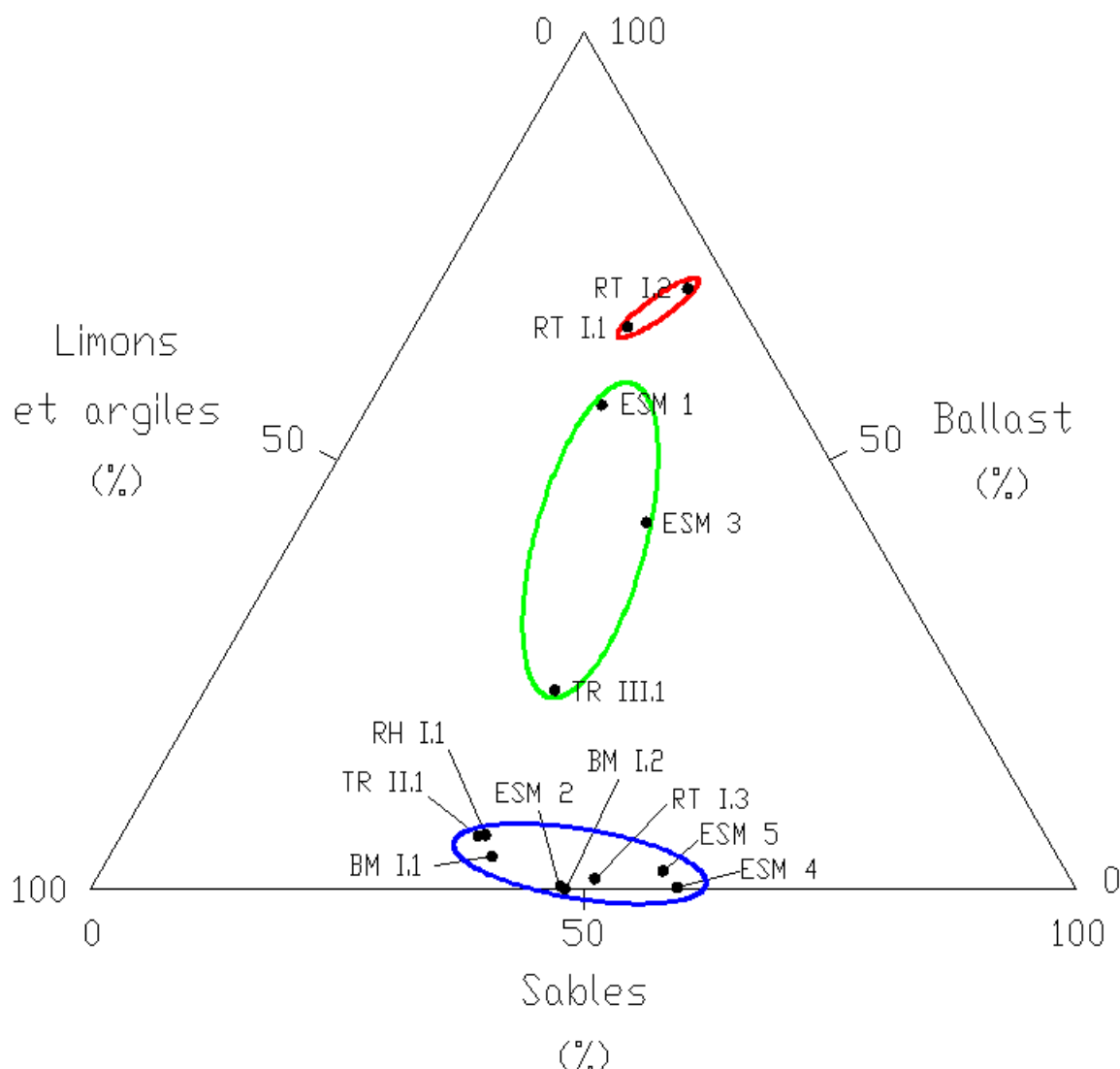
Quatre diagrammes triangulaires ont été réalisés afin d'analyser la texture des échantillons. Le premier (figure 119) représente les échantillons prélevés en surface. Il permet ainsi de resituer les dépôts des niveaux intermédiaires dans les dynamiques qui animent ou ont animé l'ensemble de la plaine alluviale et de l'encaissant. Le second (figure 120) et le troisième (figure 121) représentent les échantillons issus des prélèvements effectués à la tarière sur chacun des niveaux intermédiaires (BRN5 et BN4) afin de mettre en évidence l'évolution de la dynamique en fonction de la profondeur. Le quatrième (figure 122) concerne les échantillons prélevés à la tarière sur le glacis. Ce tariérage a été réalisé afin de montrer l'évolution des dynamiques colluviales et d'essayer de trouver le contact avec le niveau que les colluvions recouvrent.

#### 2.2.1.2.1.1 *Analyse de la texture des échantillons de surface*

Ce diagramme (figure 119) montre trois ensembles. Le premier (en rouge) est constitué d'échantillons présentant des pourcentages de ballast supérieurs à 60%, et une



teneur en sables et en limons-argiles très faibles. Ceci correspond aux granulométries où les dynamiques ont été fortes. Il s'agit donc des échantillons prélevés sur la terrasse pléistocène.



**Figure 119 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés en surface dans les plaines alluviales du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Le second ensemble (en vert) est constitué de 24 à 55% de ballast et d'une part de sables de 24 à 35% et de 20 à 40% de limons-argiles. Cet ensemble correspond à des dynamiques fortes mais moins que celles de l'ensemble précédent. Il est constitué de trois échantillons : un du niveau intermédiaire BN3 et deux de celui nommé BRN5. Ainsi, pour ces niveaux, la dynamique qui a permis leur mise en place était moins vigoureuse que celle qui a permis la mise en place de la terrasse pléistocène mais plus forte que celle qui permet les dépôts de lit majeur ordinaire.

Le dernier ensemble (en bleu), contient essentiellement des échantillons présentant des taux de limons-argiles forts (de 40 à 60%), moins de sables (moins de 50%) et le ballast y est à peu près inexistant. Cet ensemble, caractérisé par des particules fines, témoigne d'une dynamique faible à très faible. Trois sous-ensembles sont identifiés de la droite vers la gauche (du plus grossier au plus fin). Les échantillons les plus grossiers sont ceux qui appartiennent au niveau intermédiaire nommé BN3 (ESM 4 et ESM 5). Ensuite, viennent les échantillons du niveau intermédiaire nommé BN4 (ESM 2 et BM I.2) et un échantillon représentant la texture

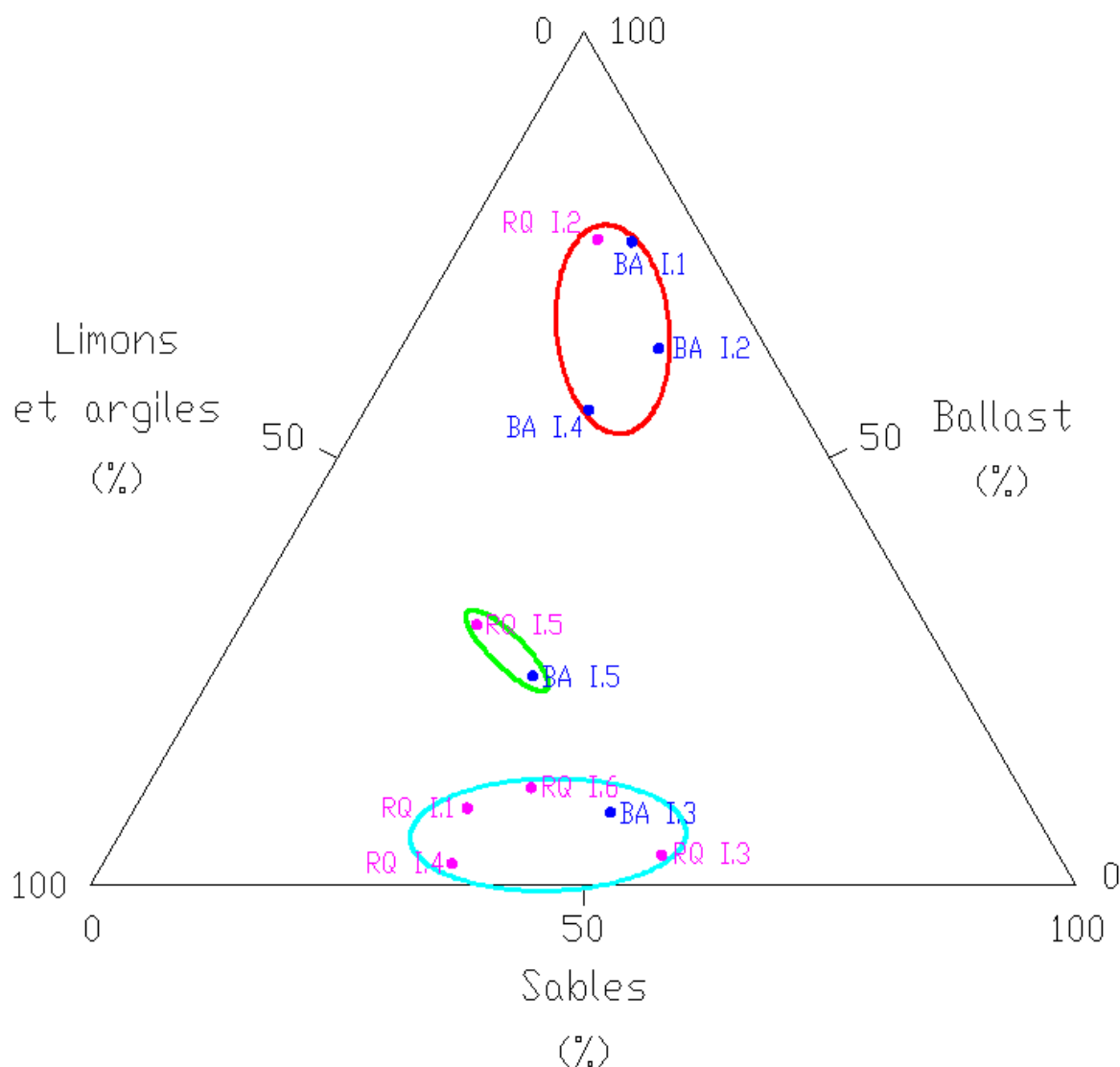


du substrat (RT I.3). Les échantillons les plus fins proviennent du lit majeur ordinaire (BM I.1), du glacis (TR I.1) et également du niveau intermédiaire BRN5 (RH I.1).

Ces premières observations permettent de distinguer très nettement les niveaux intermédiaires de la terrasse pléistocène, ce qui indique que ces dépôts ont eu lieu dans des conditions différentes. Les dépôts du niveau BN3 sont plus grossiers que ceux du lit majeur ordinaire actuel donc si, comme nous le suggérons, ce niveau est un lit majeur exceptionnel, ces constats ne sont pas cohérents puisqu'en théorie les dynamiques sont généralement moins fortes dans le lit majeur exceptionnel que dans le lit majeur ordinaire.

#### 2.2.1.2.1.2 Analyse de la texture des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5

Le diagramme suivant (figure 120) représente les échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5 et met en évidence trois ensembles.



**Figure 120 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5 du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Le premier (en rouge) concerne les échantillons qui présentent des taux de ballast importants (de 56 à 75%). Ils témoignent d'un hydrodynamisme très fort. Les échantillons contenus dans cet ensemble sont ceux prélevés dans la partie inférieure de la coupe en rive droite du Bayon (BA I.1, BA I.2) ainsi qu'un échantillon proche du sommet (BA I.4) ; il y a également un échantillon prélevé dans la partie inférieure de la coupe en rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes (RQ I.2).

Le second (en vert) concerne deux échantillons dont le pourcentage en ballast est nettement plus faible que pour l'ensemble précédent mais toujours important (25 à 30%). La teneur en limons-argiles est supérieure à 40% et celle en sables est comprise entre 23 et 33%. Il s'agit des échantillons BA I.5 et RQ I.5 situés au sommet des coupes.

Le dernier ensemble (en bleu) contient des échantillons dont le pourcentage de ballast est faible mais jamais nul (de 3 à 11%), des teneurs en sables et en limons-argiles comprises entre 33 et 62%. Cet ensemble est constitué des échantillons BA I.3, RQ I.1, RQ I.3, RQ I.4 et RQ I.6.

Ce diagramme montre qu'il n'existe aucun grano-classement vertical. Il y a donc une succession de dépôts grossiers et de dépôts fins sans logique apparente. Les échantillons prélevés en rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes sont plus fins que ceux prélevés dans la coupe en rive droite du Bayon. Ceci reflète les différences d'hydrodynamisme des deux cours d'eau.

#### *2.2.1.2.1.3                      Analyse de la texture des échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire nommé BN4*

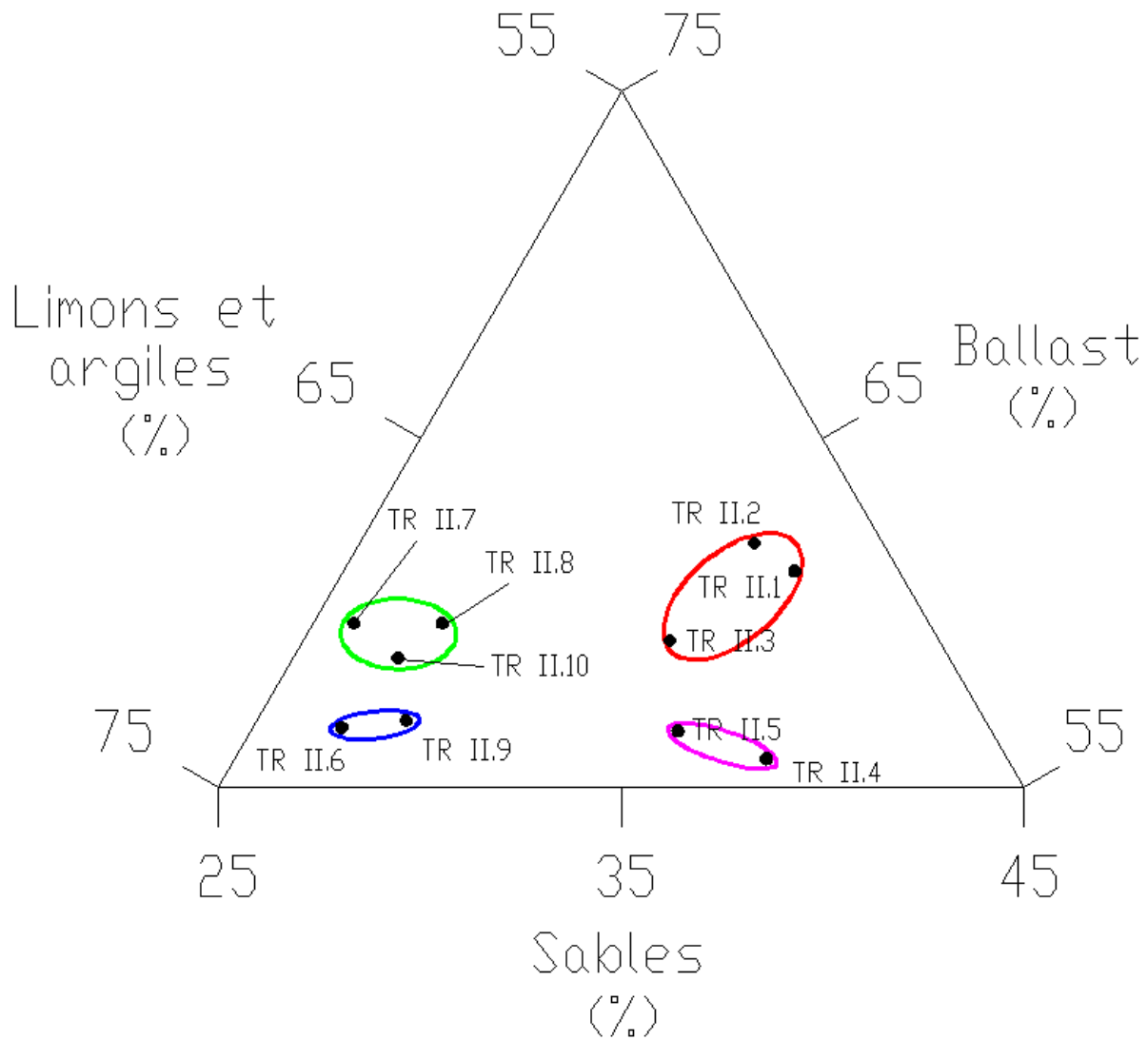
Ce diagramme triangulaire (figure 121) représente les échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire nommé BN4 et met en évidence quatre ensembles.

Le premier (en vert) concerne les échantillons TR II.7, TR II.8 et TR II.10. Ceux-ci ont des taux de ballast d'environ 4%, de limons-argiles d'environ 67% et de sables de 27%.

Le second (en rouge) concerne les échantillons les plus en surface (TR II.1, TR II.2 et TR II.3). Ceux-ci ont les plus forts taux de ballast (jusqu'à 7%), des teneurs en limons-argiles variant de 57 à 61% et en sables de 34 à 36%. Ces deux ensembles représentent les échantillons les plus grossiers et dont les dynamiques de mise en place sont les plus fortes, mais ils se distinguent par une variation de leur teneur en limons et argiles.

Le troisième (en bleu) et le quatrième (en rose) ensembles présentent des échantillons qui ont de faibles taux de ballast (moins de 2%). Ils se distinguent par une variation de leur teneur en limons-argiles (environ 70% pour le troisième et environ 62% pour le quatrième) et de leur teneur en sables (environ 27% pour le troisième et environ 37% pour le quatrième).

Ce diagramme met donc en évidence l'hétérogénéité de l'ensemble des échantillons prélevés sur ce niveau. Jusqu'à 46 cm de profondeur, les dynamiques ont été « relativement fortes », puis jusqu'à 85 cm, elles sont plus faibles. Elles redeviennent fortes jusqu'à 102 cm pour s'infléchir de nouveau jusqu'à 110 cm. Enfin, le dernier échantillon témoigne d'une dynamique forte. Seule l'étude des courbes granulométriques permettra de définir si l'ensemble des échantillons est issu d'apports alluviaux et s'il n'y a pas eu d'apports transversaux. C'est pourquoi, nous parlons en terme de dynamiques et non d'hydrodynamisme.



**Figure 121 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4 du Bayon.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.1.2.1.4 Analyse de la texture des échantillons prélevés à la tarière sur le glacis

Le tariérage a été effectué jusqu'à une profondeur de 167 cm (il n'a pas été possible d'aller au-delà). A partir du diagramme (figure 122), quatre ensembles ont été définis.

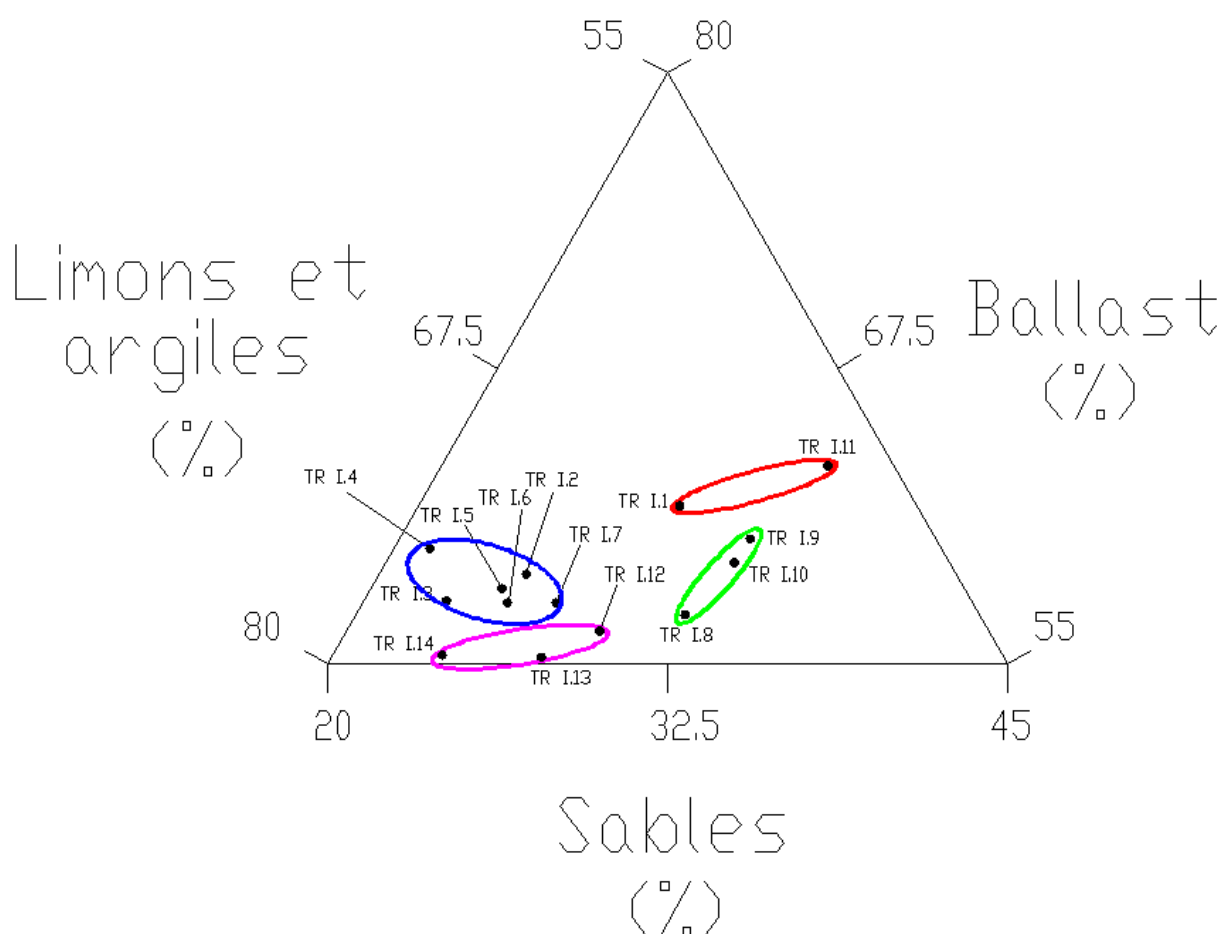
Le premier (en rouge) regroupe les échantillons qui ont les plus forts pourcentages de ballast (de 6,7 à 8,4%), un pourcentage de sables compris entre 29 et 34% et de limons-argiles compris entre 57 et 63%. Il s'agit d'un échantillon en surface (TR I.1) et d'un échantillon situé à 152 cm de profondeur (TR I.11).

Le deuxième ensemble (en bleu) regroupe des échantillons dont la teneur en ballast est comprise entre 2,6 et 4,9%, la teneur en sables entre 21 et 27% et celle en limons-argiles entre 70 et 74%. Il s'agit des échantillons situés à une profondeur allant de 30 à 100 cm.

Le troisième ensemble (en vert) est constitué d'échantillons dont les valeurs de ballast sont comprises entre 2,1 et 5,3%, celles de sables sont d'environ 32% et celles de limons-argiles sont comprises entre 62 et 66%. Il s'agit des échantillons situés entre 113 et 139 cm de profondeur.

Le dernier ensemble (en rose) présente les taux de ballast les plus faibles (inférieures à 1,4%) et ceux de limons-argiles les plus forts (69 à 75%). Les valeurs de sables sont comprises entre 24 et 29%. Il s'agit des échantillons prélevés le plus en profondeur (entre 157 et 167 cm).

Ce graphique montre une esquisse de grano-classement avec des échantillons plus grossiers au sommet du tarièrage et les fins à la base. Une rupture s'effectue vers 157 cm de profondeur puisque le pourcentage de ballast chute brusquement. Faut-il y voir une diminution plus ou moins brutale de la dynamique colluviale ou serait-ce le passage au niveau qui précède temporellement le glaciaire ? L'analyse des courbes granulométriques de la fraction sableuse qui sont à même de faire la part entre les apports alluviaux et les apports colluviaux permettra de répondre à cette interrogation.



**Figure 122 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière dans le glaciaire.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 2.2.1.2.2. La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées...

### 2.2.1.2.2.1 ... des échantillons de surface

Les échantillons de surface constituent une référence à laquelle les échantillons prélevés dans les niveaux intermédiaires sont comparés. Ces échantillons présentent quatre types de courbes : des paraboles, des hyperboles, des sigmoïdes et des droites.

Les courbes granulométriques des deux échantillons (RT I.1 et RT I.2) prélevés dans la terrasse pléistocène (niveau BN6) sont de type parabolique. Ces courbes ont une forme caractéristique des fractions grossières et témoignent de dépôts de type torrentiel. Ces échantillons proviennent d'un ancien lit mineur (d'où le fort hydrodynamisme) abandonné à la suite de l'enfoncement du cours d'eau. De plus, des galets émoussés et organisés en lits ont été observés sur le terrain, ce qui confirme le caractère alluvial du dépôt. Leur taille, de l'ordre de quelques centimètres (en moyenne entre 5 et 7 cm), est un argument complémentaire pour l'existence d'un hydrodynamisme fort.

Quatre échantillons ont des courbes de type hyperbole. Les hyperboles traduisent une prédominance des particules fines et témoignent de dépôts qui se sont produits en eau calme. Le premier échantillon concerné (RT I.3) a été prélevé dans le substrat. Il permet donc de définir celui-ci. Ce type de courbe a été obtenue car le substrat est essentiellement constitué d'argilites. Le second échantillon (TR I.1) est issu du glaciaire. En général, les colluvions ont des courbes caractéristiques de type droite mais l'influence du substrat argileux fait que les courbes de celles-ci se rapprochent davantage des hyperboles. Il est donc nécessaire de se demander si les échantillons RH I.1 et BM I.2, prélevés respectivement sur les niveaux intermédiaires nommés BRN5 et BN4 et qui ont des courbes de type hyperbole mais avec une légère tendance à la sigmoïde ne seraient pas issus d'une dynamique colluviale et non pas d'une dynamique alluviale.

Aucun des échantillons ne présente de courbe typiquement sigmoïdale, c'est à dire environ centrée sur les sables moyens. En revanche, cinq échantillons ont des courbes qui s'approchent de la sigmoïde par leur forme mais qui sont décalées vers les sables fins. Le premier échantillon concerné est BM I.1, il a été prélevé dans le lit majeur ordinaire. L'action de tri qui permet d'obtenir ce type de courbe est typique d'une action fluviale. Les dépôts témoignent d'un hydrodynamisme faible mais moins que dans le cas de courbes hyperboliques. Quatre autres échantillons présentent ces caractéristiques. Il s'agit des échantillons ESM 1, ESM 2, ESM 5 et ESM 4. Les trois premiers sont issus du niveau intermédiaire BN4. Le dernier provient du niveau intermédiaire BN3. Ceci signifie donc que les derniers dépôts qui sont venus couvrir ces surfaces (puisqu'il s'agit d'échantillons prélevés en surface) sont des dépôts alluviaux, avec une dynamique de lit majeur. Si son inondabilité est avérée, le niveau BN3, situé immédiatement au-dessus du lit majeur ordinaire pourrait donc être un lit majeur exceptionnel.

Deux échantillons présentent des courbes de type droite. Les deux échantillons concernés ont été prélevés à la surface du niveau BRN5 (ESM 3 et TR III.1). Il faut alors supposer que le niveau BRN5 a subi ou subi encore des apports transversaux.



2.2.1.2.2.2 ... des échantillons prélevés dans les coupes du niveau  
intermédiaire nommé BRN5

Les courbes des échantillons des coupes du niveau BRN5 sont de trois types : paraboliques, hyperboliques et des droites.

Les paraboles concernent trois échantillons. Il s'agit des échantillons nommés BA I.1, BA I.2 et RQ I.2. Ceux-ci se situent respectivement à 230, 170 cm en rive droite du Bayon et à 200 cm en rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes. Ceci témoigne de dépôts de type torrentiel et donc d'un hydrodynamisme très fort. La base de ce niveau pourrait donc être un reliquat d'une nappe pléistocène ou bien pourrait résulter d'une période de fort hydrodynamisme pendant l'Holocène. L'hydrodynamisme fort est confirmé par l'analyse du ballast constitué de galets de tailles centimétriques (en moyenne 4 à 5 cm), qui sont sub-émoussés à émoussés et déposés en lits.

Six échantillons présentent des hyperboles. Il s'agit pour la rive droite du Bayon, de l'échantillon BA I.3, prélevé à 80 cm de profondeur. Pour la rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes, il s'agit des échantillons RQ I.1, RQ I.3, RQ I.4, RQ I.5. Elles témoignent généralement de dépôts qui se sont produits en eau calme mais, nous avons vu précédemment qu'elles caractérisaient également le substrat et les apports colluviaux. Il est donc difficile de faire la part entre des apports longitudinaux et transversaux. Cependant, le ballast est constitué de cailloux sub-émoussés à émoussés qui traduisent le caractère alluvial de la formation.

Deux échantillons présentent des droites. Les droites sont caractéristiques des colluvions bien que nous ayons vu que, sur ce secteur, les colluvions actuelles ont des courbes hyperboliques. Il s'agit de l'échantillon BA I.4 pour la rive droite du Bayon et de l'échantillon RQ I.6 pour la rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes. Ce sont des échantillons très proches de la surface. Ainsi, il est fort probable que le sommet de ce niveau soit constitué d'apports transversaux car l'étude du ballast révèle un matériel sub-anguleux à anguleux, issus des versants supérieurs qui fournissent du matériel caillouteux.

2.2.1.2.2.3 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau  
intermédiaire nommé BN4

Tous les échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire BN4 présentent des courbes de type hyperbole sauf les échantillons TR II.4 et TR II.8 situés respectivement à 60 et 100 cm de profondeur. Leur courbe a une tendance à la sigmoïde. S'il n'existe aucun doute quant au caractère alluvial des échantillons à courbe de type sigmoïde, cela n'est pas le cas pour ceux qui ont des courbes de type hyperbole. C'est donc l'analyse du ballast qui présente des cailloux émoussés qui indique le caractère alluvial de la formation, sauf pour les échantillons les plus en surface où les cailloux deviennent nettement anguleux. Ainsi, les formations alluviales sous-jacentes ont été recouvertes par des apports du glaciais.

2.2.1.2.2.4 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le glaciais

Tous les échantillons prélevés à la tarière dans le glaciais présentent des courbes de type hyperbole plus ou moins marquées jusqu'à une profondeur de 157 cm. Au-delà de celle-ci, les

courbes ont une tendance à la sigmoïde. Comme nous l'avons vu précédemment les hyperboles entraînent un doute dans l'interprétation. Cependant, la présence de cailloux calcaires, sans organisation particulière, anguleux, de taille millimétrique témoigne du caractère colluvial.

Les granulométries et la position spatiale des différentes formes et formations confirment que le glaciaire est venu recouvrir le niveau intermédiaire BRN5 en rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes.

### 2.2.1.2.3. Analyse des indices granulométriques...

#### 2.2.1.2.3.1 ... des échantillons de surface

L'ensemble des échantillons prélevés en surfaces (tableau 23) présente un grain moyen fin à très fin sauf ceux de la terrasse pléistocène (RT I.1 et RT I.2) qui ont un grain moyen dit moyen. Ceci est dû à l'hydrodynamisme fort au moment du dépôt.

L'indice d'asymétrie est également négatif voire très négatif, c'est-à-dire qu'il y a une prédominance des éléments fins. Ceci est dû à la constitution lithologique du bassin-versant. Seuls les échantillons de la terrasse pléistocène ont soit une asymétrie positive, soit une symétrie. L'échantillon ESM 3 présente également une symétrie.

En ce qui concerne l'indice de tri, étant donné qu'aucun des échantillons ne présente un histogramme de type gaussien, son efficacité est limitée et son interprétation est douteuse. Cependant, on constate que l'ensemble des échantillons a un tri moyen sauf l'échantillon ESM 2 ce qui confirme son caractère alluvial. Ce tri moyen généralisé est dû à la longueur des cours d'eau. Les sédiments ne sont pas transportés sur de longues distances avant d'être déposés ce qui limite leur émoussé et la faiblesse des dynamiques limite leur tri.

Nom de l'échantillon	Le grain moyen (mm)	L'asymétrie	L'indice de tri
BM I.1	0,18	-0,51	1,12
BM I.2	0,26	-0,29	1,23
ESM 1	0,4	-0,4	1,57
ESM 2	0,16	-0,48	0,98
ESM 3	0,46	-0,1	1,55
ESM 4	0,18	-0,43	1,04
ESM 5	0,29	-0,32	1,35
RH I.1	0,2	-0,63	1,39
RT I.1	0,74	0,25	1,35
RT I.2	0,72	0,02	1,23
RT I.3	0,28	-0,44	1,49
TR I.1	0,31	-0,32	1,54
TR III.1	0,26	-0,3	1,4

**Tableau 23 : Les indices granulométriques des échantillons prélevés en surface dans les plaines alluviales fonctionnelles et l'encaissant du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.**

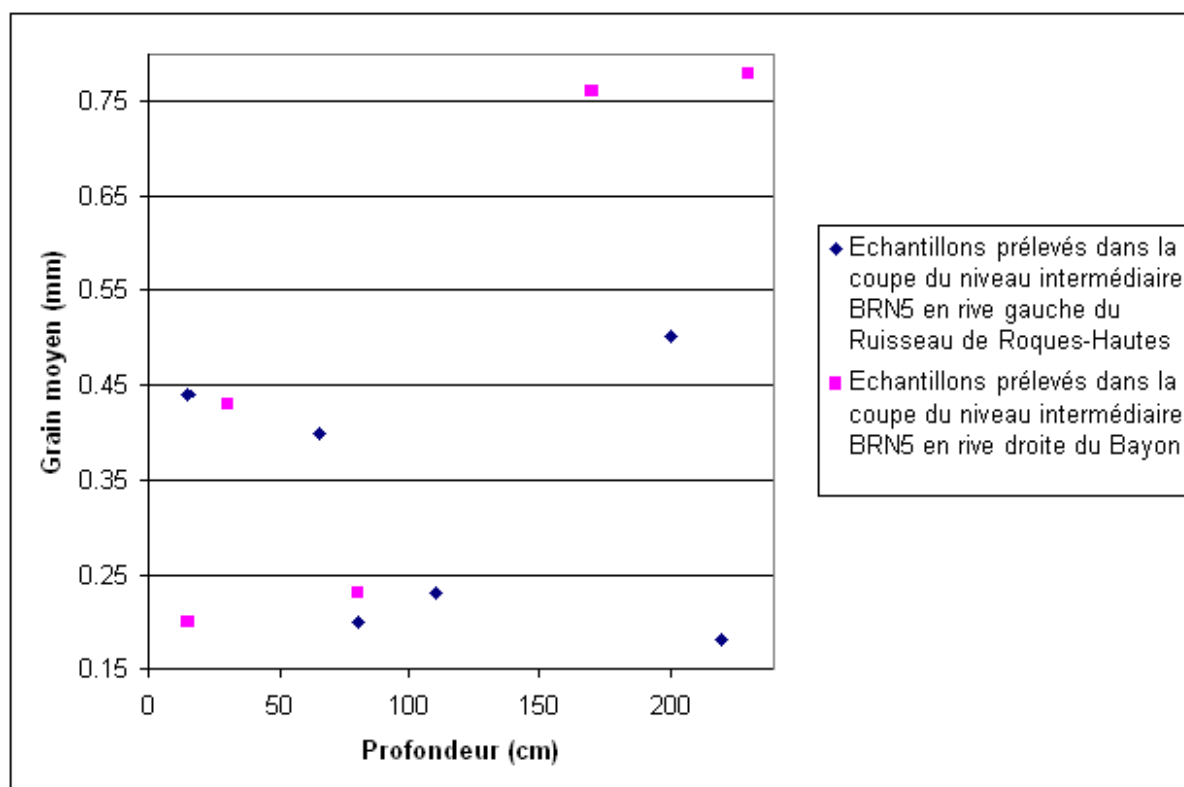
Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.2.1.2.3.2 ... des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5

2.2.1.2.3.2.1 Le grain moyen

Les échantillons les plus en profondeur, que cela soit sur la rive droite du Bayon ou sur la rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes, ont un grain moyen qualifié de moyen (figure 123), tout comme celui de la terrasse pléistocène.

Il existe une symétrie des dépôts entre les rives droite du Bayon et gauche du Ruisseau de Roques-Hautes. L'évolution des dépôts des deux cours d'eau est à peu près synchrone avec une alternance de dépôts au grain moyen fin et très fin.

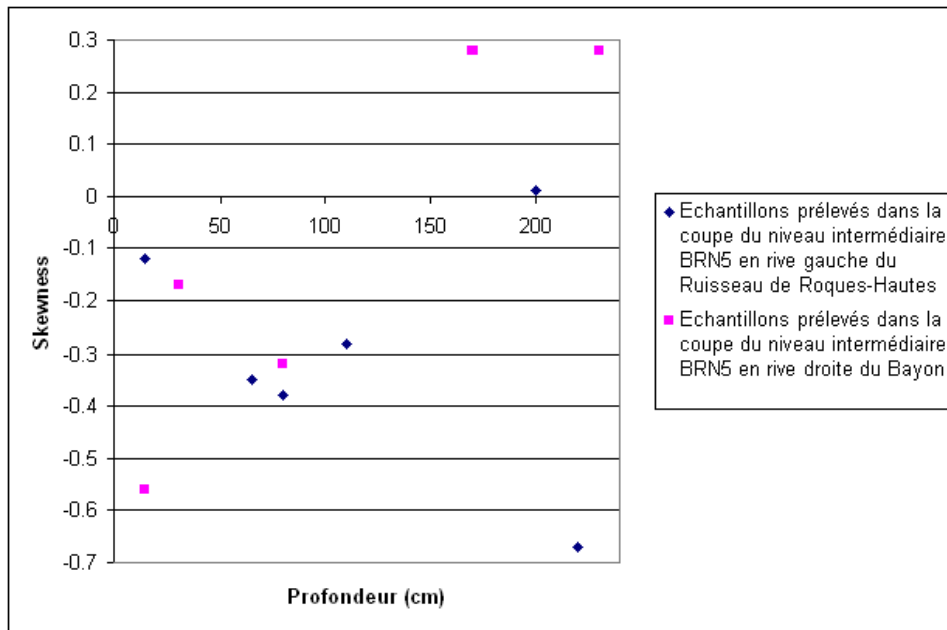


**Figure 123 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.2.1.2.3.2.2 L'asymétrie

L'étude de l'évolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur (figure 124) confirme les observations précédentes. Les échantillons les plus profonds, que cela soit sur la rive droite du Bayon ou sur la rive gauche du Ruisseau de Roques-Hautes montrent une asymétrie positive ou une symétrie. Ceci témoigne de la présence, voire de la prépondérance des particules grossières. La symétrie des dépôts entre les rives droite du Bayon et gauche du Ruisseau de Roques-Hautes s'observe également. Cependant, l'échantillon prélevé en surface en rive gauche du Bayon présente une asymétrie plus forte vers les particules fines qui peut être due aux apports transversaux.



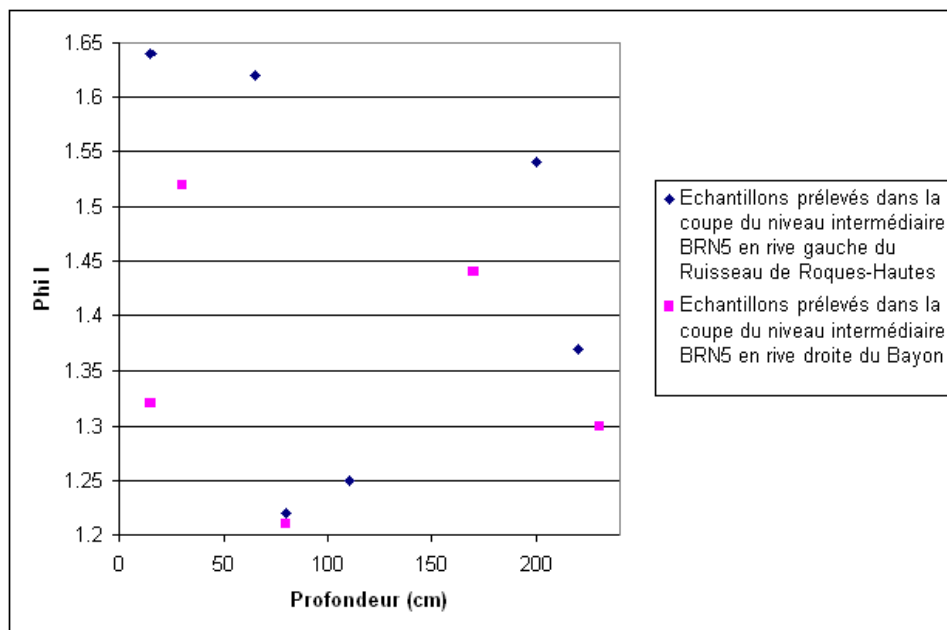
**Figure 124 : Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.1.2.3.2.3

#### L'indice de tri

En ce qui concerne l'indice de tri (figure 125), aucun des échantillons ne présente un histogramme de type gaussien. Cependant, nous observons que tous les échantillons ont un tri moyen. Dans ces valeurs moyennes, il existe des variations infimes. En partant de la base des coupes, le tri s'améliore vers 100 cm de profondeur pour se dégrader au niveau des échantillons les plus proches de la surface. Ceci va également dans le sens d'apports colluviaux après la fin de la mise en place des alluvions.



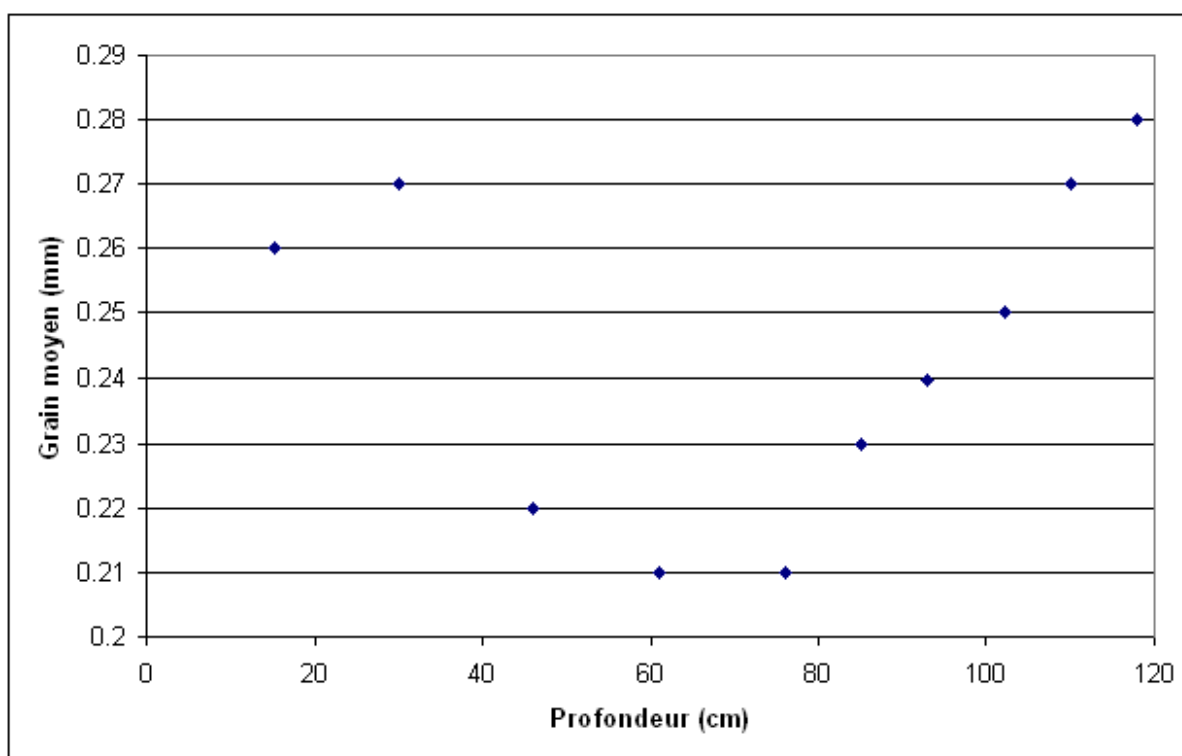
**Figure 125 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.2.1.2.3.3 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4

2.2.1.2.3.3.1 Le grain moyen

Tout en restant fin à très fin, le grain moyen des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4 diminue d'abord de la surface à une profondeur de 61 cm puis augmente de 61 cm à 118 cm (figure 126). Cette finesse du grain moyen témoigne de la faiblesse de l'hydrodynamisme qui a mis en place ces formations. Sa décroissance jusqu'à la profondeur de 61 cm peut être corrélative de l'exhaussement de la forme. Son augmentation à partir de 61 cm est liée au changement de dynamique, c'est-à-dire au passage à une dynamique transversale.



**Figure 126 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.**

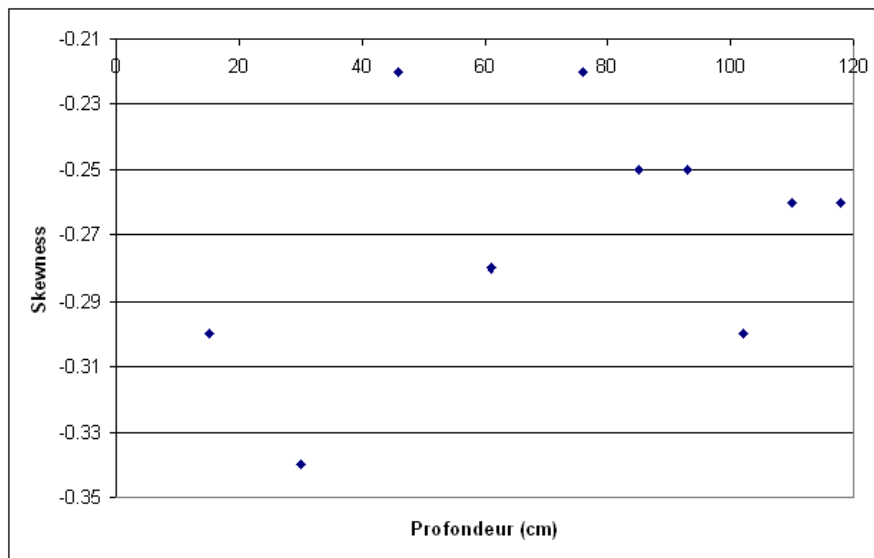
Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.2.1.2.3.3.2 L'asymétrie

D'une manière générale, l'ensemble des prélèvements a une asymétrie négative voire très négative pour les échantillons les plus en surface (figure 127). Elle témoigne de leur extrême finesse, qui est essentiellement liée aux caractéristiques du substrat et à la faiblesse des dynamiques qui ont mis en place ce niveau. En effet, on peut parler de faiblesse dans l'hydrodynamisme puisque seuls les éléments fins du substrat ont été mobilisés ; or il existe également des brèches qui auraient pu fournir un matériel plus grossier, mais qu'on ne retrouve pas ici. Ce matériel a été observé uniquement dans la nappe alluviale et dans la terrasse pléistocène. Une fois encore, une rupture est observée pour les échantillons de la



partie supérieure. Celle-ci résulte des dynamiques différentes de mise en place des dépôts (alluviale puis colluviale).



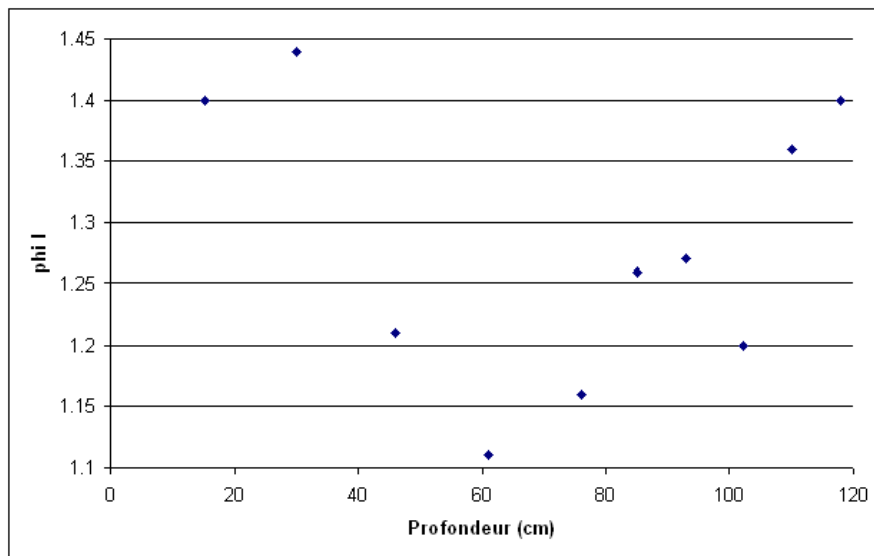
**Figure 127 : Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.1.2.3.3.3

#### L'indice de tri

Comme précédemment, aucun des échantillons ne présente un histogramme de type gaussien. Tout en restant moyen, le tri s'améliore d'abord de la surface à une profondeur de 61 cm puis diminue de 61 cm à 118 cm (figure 128). Jusqu'à 61 cm, il est logique que le tri s'améliore puisque le talus à franchir par les eaux est de plus en plus haut. Ainsi seuls les éléments les plus fins parviennent sur cette surface, impliquant un certain tri. De même, nous avons vu précédemment que la partie supérieure est constituée d'apports transversaux, ce qui justifie la péjoration soudaine de l'indice de tri.



**Figure 128 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

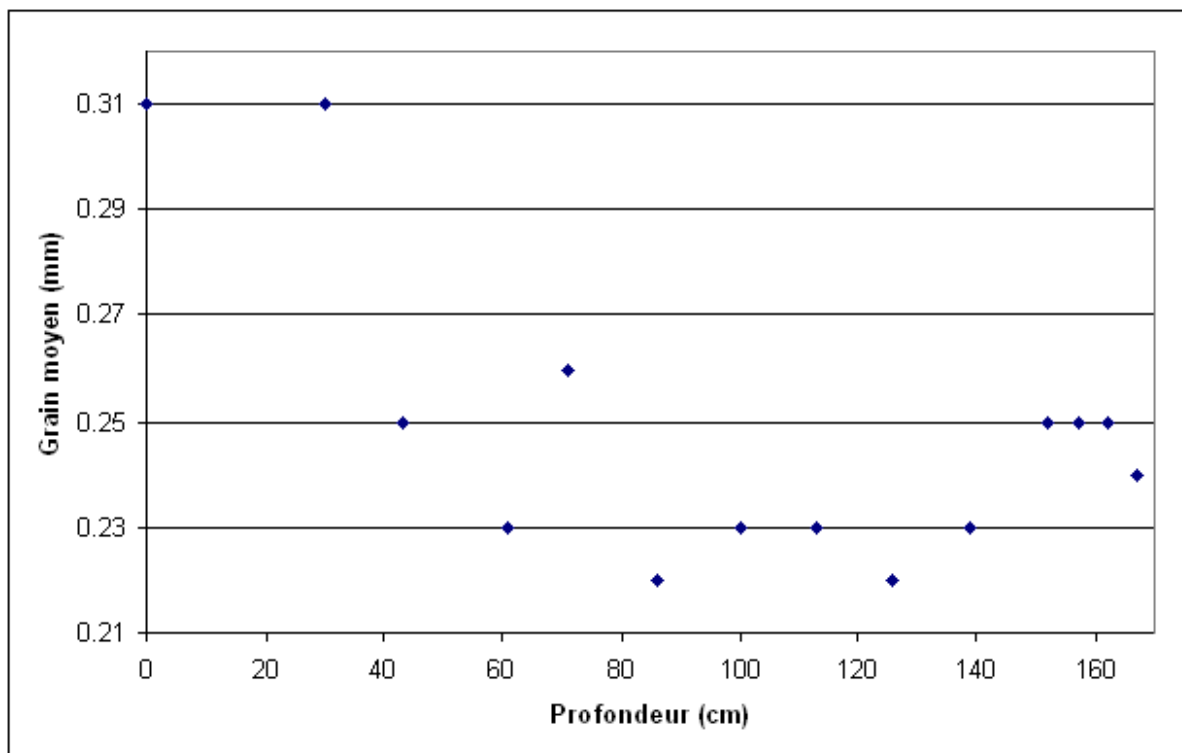
2.2.1.2.3.4

... des échantillons prélevés à la tarière sur le glacis

2.2.1.2.3.4.1

Le grain moyen

Tout en restant fin à très fin, le grain moyen des échantillons prélevés à la tarière sur le glacis connaît des variations irrégulières (figure 129). Les dynamiques colluviales les plus récentes sont plus fortes puisque le grain moyen atteint sa valeur la plus élevée pour les deux échantillons les plus en surface. Les quatre derniers échantillons se distinguent par leur grain moyen homogène.



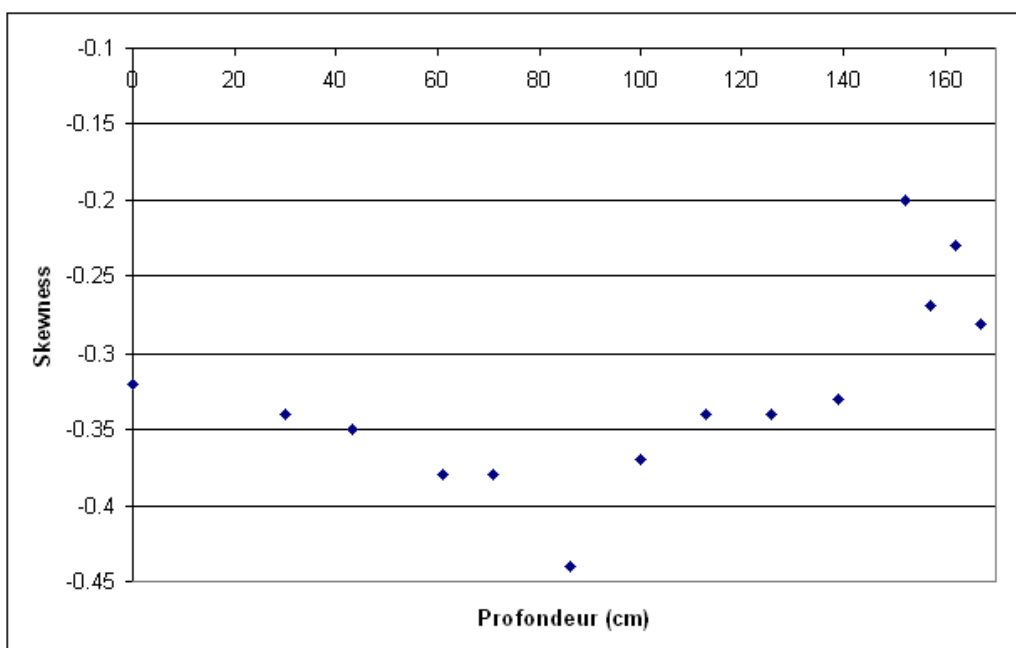
**Figure 129 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le glacis.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

2.2.1.2.3.4.2

L'asymétrie

L'analyse de l'asymétrie des échantillons met davantage en évidence la particularité des quatre échantillons prélevés le plus en profondeur (figure 130). En effet, tous les échantillons ont une asymétrie très négative alors que les quatre échantillons les plus profonds ont une asymétrie négative. La part de particules fines est donc prépondérante mais moins importante que pour les échantillons supérieurs. Il est donc fortement probable qu'à une profondeur de 152 cm environ, nous ayons atteint la surface que le glacis recouvre. Dès lors, on estime qu'il y a eu plus de 150 cm de dépôts qui sont postérieurs au niveau BN4.

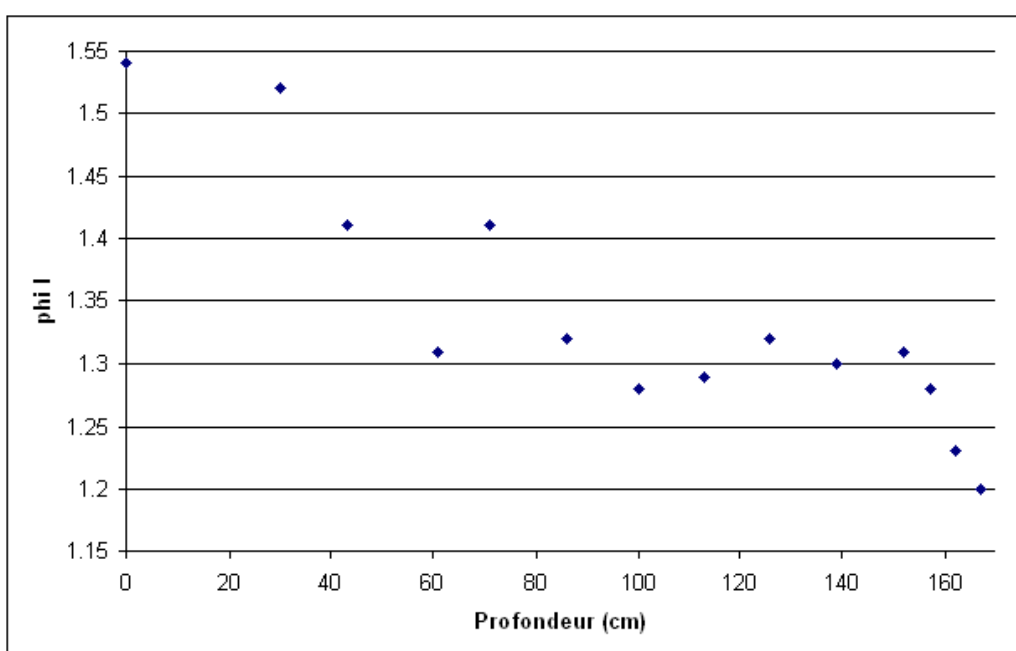


**Figure 130 : Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le glaci.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.1.2.3.4.3

#### L'indice de tri

D'une manière générale, les échantillons n'ont pas d'histogramme de type gaussien. Cependant, le tri, qui est toujours moyen, s'améliore de la surface vers la profondeur (figure 131). L'analyse de l'indice de tri des échantillons met également en évidence la particularité des quatre échantillons prélevés le plus en profondeur. En effet, bien que tous les échantillons présentent un tri moyen, une amélioration s'amorce à partir de 152 cm et devient plus nette à 162 cm. Ceci va donc dans le sens que la formation antérieure au glaci a été atteinte lors du tarièrage.



**Figure 131 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le glaci.**  
Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.1.2.4. Conclusion

Les analyses granulométriques de la fraction sableuse ainsi que l'étude des différents indices ont permis de caractériser les différents niveaux observés.

Le niveau BN6 est une terrasse pléistocène probablement « würmienne » (Ballais et Crambes, 1992).

Le niveau intermédiaire BRN5 est constitué de dépôts alluviaux qui reposent sur une nappe alluviale pléistocène. Des colluvions ont été observées à son sommet.

Le niveau intermédiaire BN4 est également un niveau alluvial qui présente des dépôts dus à un hydrodynamisme faible. Il est également affecté par du colluvionnement en surface.

Le dernier niveau BN3 a des caractéristiques de lit majeur. Sa position topographique au-dessus du lit majeur ordinaire fait que, s'il est toujours inondable, il pourrait s'agir d'un lit majeur exceptionnel.

#### 2.2.1.2.5. Chronologie des dépôts

La position topographique et la description précise des niveaux permet de les rattacher à certaines formes et formations qui ont été décrites et datées dans des travaux antérieurs. Des repères chronologiques comme l'existence d'un aqueduc romain, d'un béal (système d'irrigation de l'époque moderne) et d'un lavoir ont également fourni des indications quant à l'âge des dépôts.

La description que nous avons faite du niveau intermédiaire nommé BRN5 est identique à celles faites par Vaudour (1986), et par Ballais et Crambes (1992) des basses terrasses holocènes préhistoriques. La seule différence réside dans l'existence à la base d'une frange travertineuse. Cependant, un peu à l'amont de la coupe étudiée, en rive droite du Bayon, la nappe alluviale comprend des travertins. La similarité des descriptions et la position topographique relative dans l'espace du niveau BN5, permettent de le définir comme étant également une basse terrasse holocène préhistorique.

Concernant le niveau topographique intermédiaire situé juste au-dessous de la basse terrasse holocène préhistorique (BN4), il s'agit d'une très basse terrasse holocène historique. Sa position topographique et les formations fines qui le constituent sont analogues à celles de la très basse terrasse holocène historique décrite par Ballais et Crambes (1992), à Roque-Vaoutade et le long de la Naïsse.

Pour le dernier niveau intermédiaire (BN3), sa position topographique (entre le lit majeur ordinaire et la très basse terrasse holocène historique) et les analyses granulométriques correspondent à celles d'un lit majeur exceptionnel. La végétation qui le recouvre est bien développée, avec une strate arborée qui semble avoir au moins quelques dizaines d'années. Ceci n'atteste pas le caractère non inondable de cette surface. Cependant, ces considérations vont au moins dans le sens soit de la rareté des crues qui l'atteignent, soit dans la faiblesse de celles-ci. En effet, la végétation se développe et ne semble pas avoir été affectée, contrairement à celle du lit majeur ordinaire. N'ayant observé aucune laisse de crue et aucun indice permettant de définir le caractère inondable de cette forme, nous avons considéré qu'elle est hors de portée des crues. Il s'agit donc d'une terrasse.

Lors des recherches de terrain, dans les dépôts de cette terrasse, une dalle de béton sur laquelle les bugadières s'agenouillaient pour laver leur linge, a permis d'identifier les ruines d'un ancien lavoir (Chapitre 1, 2.3.1.4.). La propriétaire du terrain a confirmé qu'il s'agissait

d'un lavoir, construit par son arrière-grand-père en 1890. Selon le type de construction du lavoir, la dalle retrouvée devait, au moment où il était encore fonctionnel, se situer juste au-dessus de l'eau. Actuellement, celle-ci est perchée à plus de 60 cm au-dessus du lit mineur. Le cours d'eau coulait donc à environ 60 cm au-dessus de son cours actuel, puis le lavoir a été construit. Des dépôts ont ensuite recouvert la dalle puis progressivement rempli la structure emmurée. Le lit mineur s'est ensuite incisé jusqu'à son niveau actuel. Tous ces événements ont eu lieu dans un temps très court (entre 1890 et 2004).

Ceci témoigne de la prolongation des dynamiques morphogénétiques dans cette vallée au-delà du Petit Age Glaciaire qui s'achève au milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle (Le Roy-Ladurie, 1983). Ceci montre également l'efficacité de l'incision postérieure qui a isolé une nouvelle génération de terrasse aux caractéristiques proches de celles des lits majeurs. Les études de Pichard (1995) sur les crues du bas Rhône fixent le début du réchauffement vers 1920, ce qui pourrait correspondre à l'incision de cette terrasse. Ballais et Mocci (1994) ont effectué des observations sur l'un des trois ponts qui permettent au Béal (construit entre 1682 et 1715) de franchir des ravins. Par l'analyse des différents ciments utilisés pour la construction ou pour la restauration du pont (situé entre le barrage sur le Bayon et le château de Beaurecueil) et une recherche d'archives, les auteurs ont identifié les différentes périodes de réfection de l'ouvrage et ainsi caractérisé les phases d'accumulation de la terrasse plaquée contre les piles du pont. La chronologie suivante a été obtenue. La base de la très basse terrasse alluviale (0,55 m) s'est accumulée entre 1682-1715 et 1850-1860 et la partie moyenne et supérieure (0,73m) s'est accumulée entre 1850-1860 et 1945. Une phase d'entaille de 0,40 m postérieure à 1945 continue actuellement. Nous retrouvons ici le schéma de l'évolution hydrodynamique mis en évidence sur le Bayon avec le lavoir. De plus, les colluvions qui dominent cette très basse terrasse montrent qu'il existe une phase très récente de dynamiques transversales.

Le glacis est traversé par un aqueduc romain (II<sup>ème</sup> siècle après Jésus-Christ, (Leveau *et al.*, 1992)). Une des piles de cet édifice est dégagée de 220 cm de haut par rapport à la topographie actuelle. A partir de l'étude de cette pile, Ballais et Crambes (1992) ont défini qu'il y a eu une accumulation d'une première terrasse (la basse terrasse holocène préhistorique), antérieure à l'aqueduc, puis une incision et le dépôt d'une seconde terrasse (la très basse terrasse holocène historique), postérieure à l'aqueduc. Enfin le glacis est venu recouvrir l'ensemble des deux terrasses. L'accumulation des colluvions est donc postérieure au II<sup>ème</sup> siècle après Jésus-Christ et postérieure à la fin de l'accumulation de la seconde terrasse. La datation obtenue à la base de la seconde terrasse est cohérente avec ces observations. Dans la vallée de la Naïsse, la datation de la première génération de dépôts colluviaux qui ont recouvert la très basse terrasse holocène historique va également dans le même sens. Ballais et Mocci (1994), lors de leur étude du Béal, ont mis en évidence une seconde génération de colluvions, plus récente. Le glacis étudié recouvre la basse terrasse holocène préhistorique et la très basse terrasse holocène historique. Les colluvions se sont donc avancées jusqu'à l'emplacement actuel du lit mineur (Touabi, 2004). Ceci témoigne d'un fonctionnement récent, probablement contemporain de la deuxième génération de colluvionnement mise en évidence par Ballais et Mocci (1994).

Ces observations chronostratigraphiques permettront une réflexion ultérieure sur l'évolution de la sédimentation au cours de l'Holocène. Elles ont d'ores et déjà mis en évidence la continuation de l'ablation et de l'accumulation après 1850.



#### 2.2.1.2.6. Cartographie hydrogéomorphologique du secteur

A partir de l'étude de ce secteur et étant donné que la réflexion a porté sur des micro-formes, il est difficile d'établir une cartographie à partir des documents existants (cartes IGN) puisque leur échelle n'est pas adaptée. Une représentation synthétique des deux transects étudiés (figures 117 et 118) et un schéma à partir d'une photographie aérienne (figure 132) ont donc été établis. Il ne s'agit donc pas d'une cartographie hydrogéomorphologique mais plutôt d'un schéma géomorphologique reprenant l'ensemble des observations effectuées sur la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes. En effet, lors d'une cartographie hydrogéomorphologique, les différentes générations de terrasses ne sont pas distinguées puisqu'elles font partie de l'encaissant.

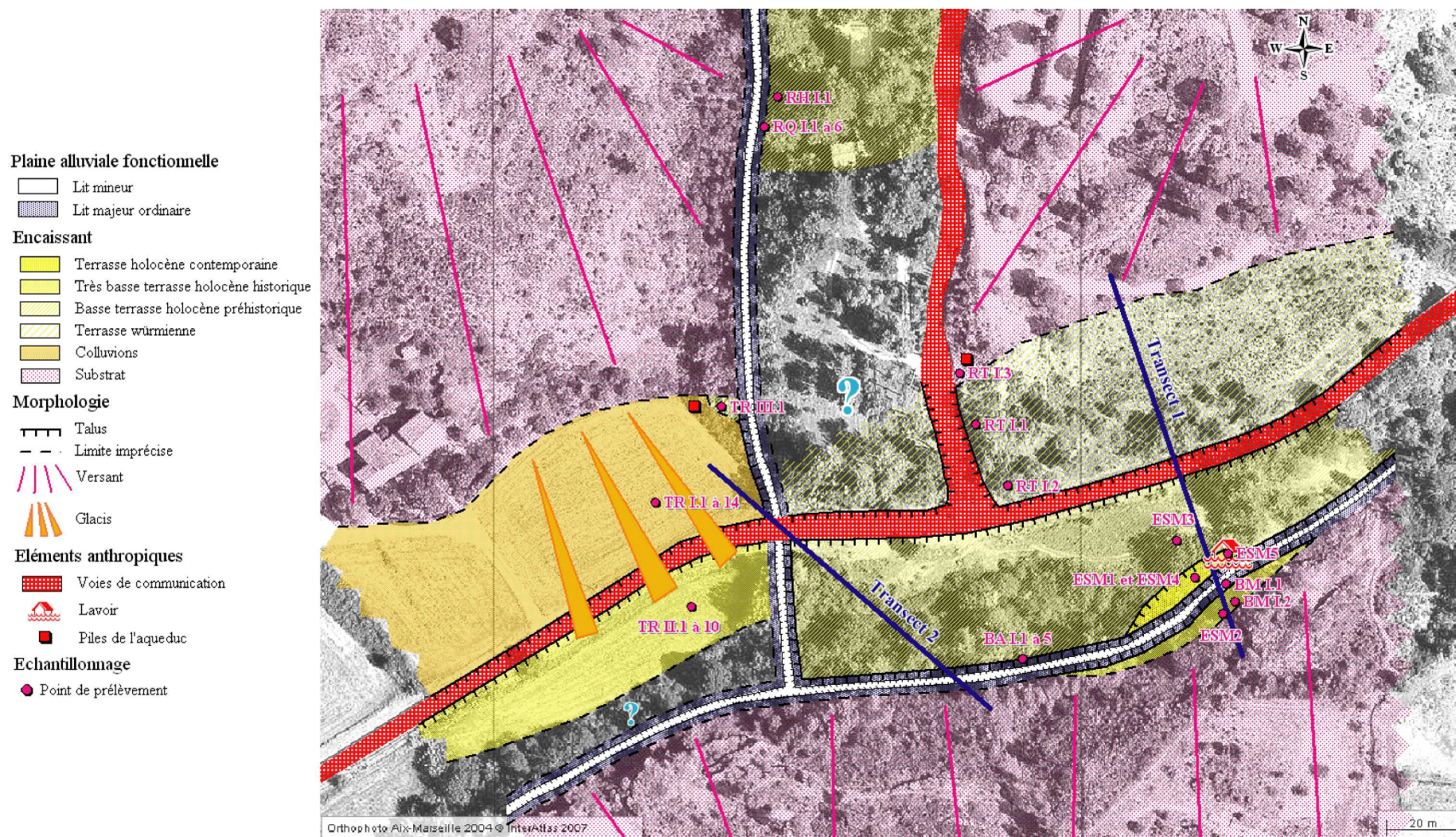


Figure 132 : Schéma hydrogéomorphologique de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.

Source : Delorme-Laurent, 2007.



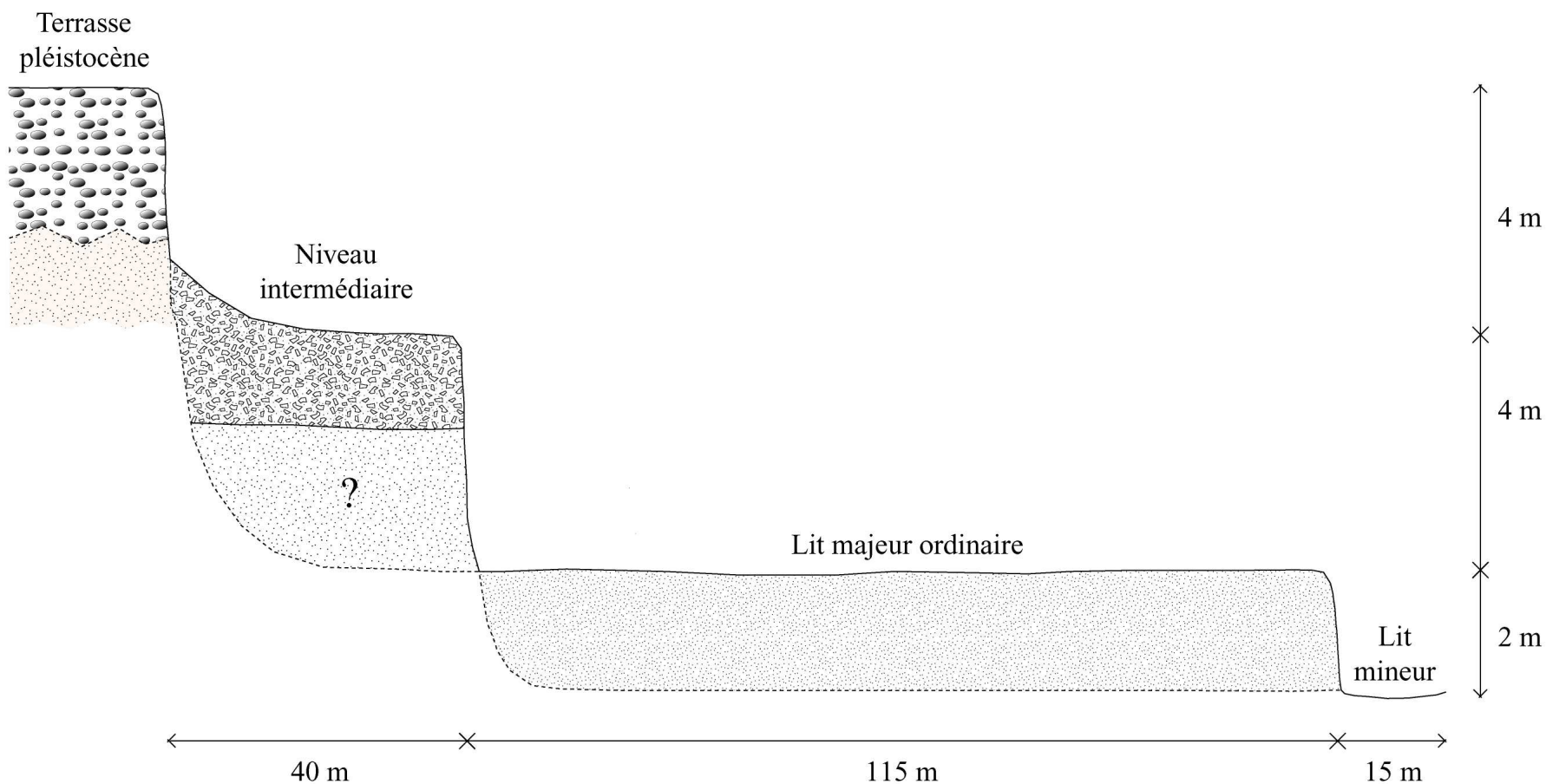
## 2.2.2. ...de l'Argent-Double

### 2.2.2.1. Localisation et description des niveaux intermédiaires

La photo-interprétation a permis de repérer deux niveaux intermédiaires, dans la plaine alluviale de l'Argent-Double (Laurent, 2003). Ils sont situés topographiquement et altitudinalement, entre le lit majeur ordinaire et la terrasse dite « rissienne » (Berger *et al.*, 1990).

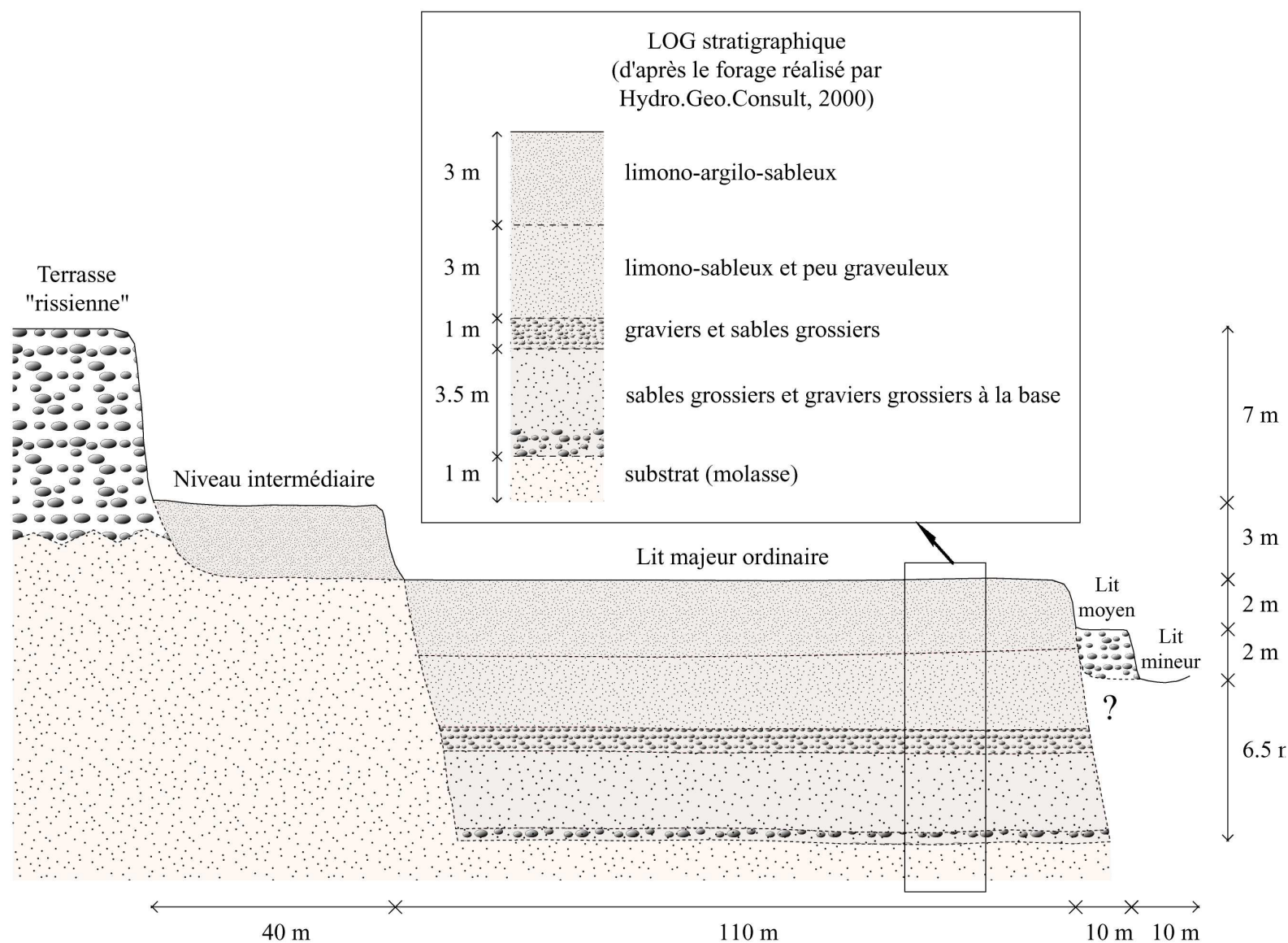
Le premier niveau se situe en aval de la déchetterie et en amont de la confluence avec le Ruisseau du Cros, en rive gauche (figure 136). Sur ce transect, on observe la succession suivante, en partant de la rive droite : la terrasse « rissienne » séparée de la terrasse rocheuse (surface horizontale où affleurent les marnes éocènes) par un talus d'à peu près 4 m. Viennent ensuite les lits majeur ordinaire, moyen et mineur. En remontant par la rive gauche, on retrouve le lit majeur ordinaire puis le niveau intermédiaire séparé du lit majeur ordinaire par un talus d'1,5 m et de la terrasse « rissienne » par une pente concave dont la dénivellation est de 3 m (figure 133). Ce niveau intermédiaire se situe à une altitude légèrement supérieure à celle de la terrasse rocheuse, située sur l'autre rive. La base du talus qui le sépare du lit majeur ordinaire est constituée d'éléments fins. Elle est surmontée d'une formation plus grossière dans laquelle on observe des galets de petite taille (inférieure au centimètre) qui ne sont pas organisés en lits. Ce niveau se prolonge à l'amont par un long versant de raccordement entre le lit majeur ordinaire et la terrasse « rissienne ». A partir de ces observations, deux hypothèses ont été émises afin de définir la genèse de ce niveau. Les dépôts fins de la base de la coupe suggèrent qu'il s'agirait soit d'une accumulation alluviale soit du substrat marneux (il s'agirait d'une terrasse rocheuse, comme sur l'autre rive) recouverts de colluvions. Dans le cas d'une accumulation alluviale, la détermination de son inondabilité sera nécessaire afin de savoir s'il s'agit d'un lit majeur exceptionnel ou d'une terrasse.

Le second niveau se situe plus à l'aval, en amont du village de Rieux-Minervois, en rive droite (figure 136 et figure 134). Sur ce transect, on observe la succession suivante, de la rive droite à la rive gauche : la terrasse « rissienne », séparée du niveau intermédiaire par un talus de 4,5 m ; le niveau intermédiaire séparé du lit majeur ordinaire par un talus de plus de 4 m ; on observe ensuite les lits moyen et mineur puis de nouveau le lit majeur ordinaire et la terrasse « rissienne ». Le niveau intermédiaire se prolonge en amont, par un long versant de raccordement qui se poursuit jusque dans le village de Peyriac-Minervois. Les coupes montrent une grande homogénéité de la formation : aucune discontinuité (variation dans la couleur ou la texture) et aucune structure (ce qui est dû à la bioturbation) n'ont été observées (figure 135). Sur 4 m, la formation est fine, de type limono-argilo-sableux. Cette description rappelle celle des formations qui constituent les lits majeurs. Si le caractère inondable de cette surface est attesté, il s'agira d'un lit majeur exceptionnel.



**Figure 133 : Profil transversal de la plaine alluviale de rive gauche, en amont de Peyriac-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.



**Figure 134 : Profil transversal de la plaine alluviale de rive droite, en amont de Rieux-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.





**Figure 135 : Niveau intermédiaire à l'amont de Rieux-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; à partir d'un cliché pris par J.-L. Ballais en novembre 2005.

Afin de tester les différentes hypothèses, de nombreux échantillons ont été prélevés soit en surface, soit dans des coupes, soit au moyen d'une tarière, dans l'ensemble de la plaine alluviale et ont subi des analyses sédimentologiques. Une modélisation hydraulique (méthode intégrée) a été réalisée pour définir le caractère inondable. Enfin, des datations ont été obtenues et permettront de resituer ces niveaux dans la chronologie des dépôts holocènes.

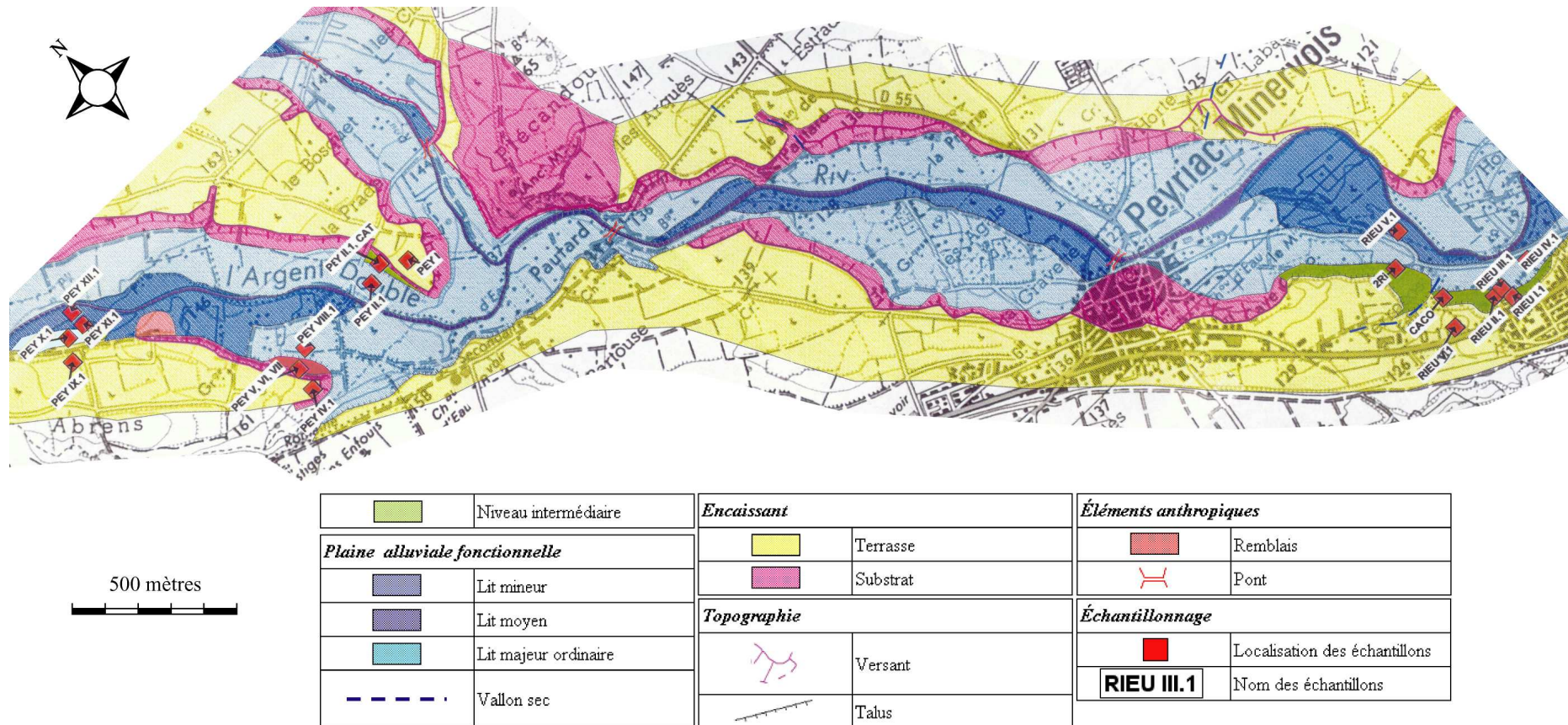


Figure 136 : Localisation des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

## 2.2.2.2. Analyses granulométriques

### 2.2.2.2.1. Analyse de la texture

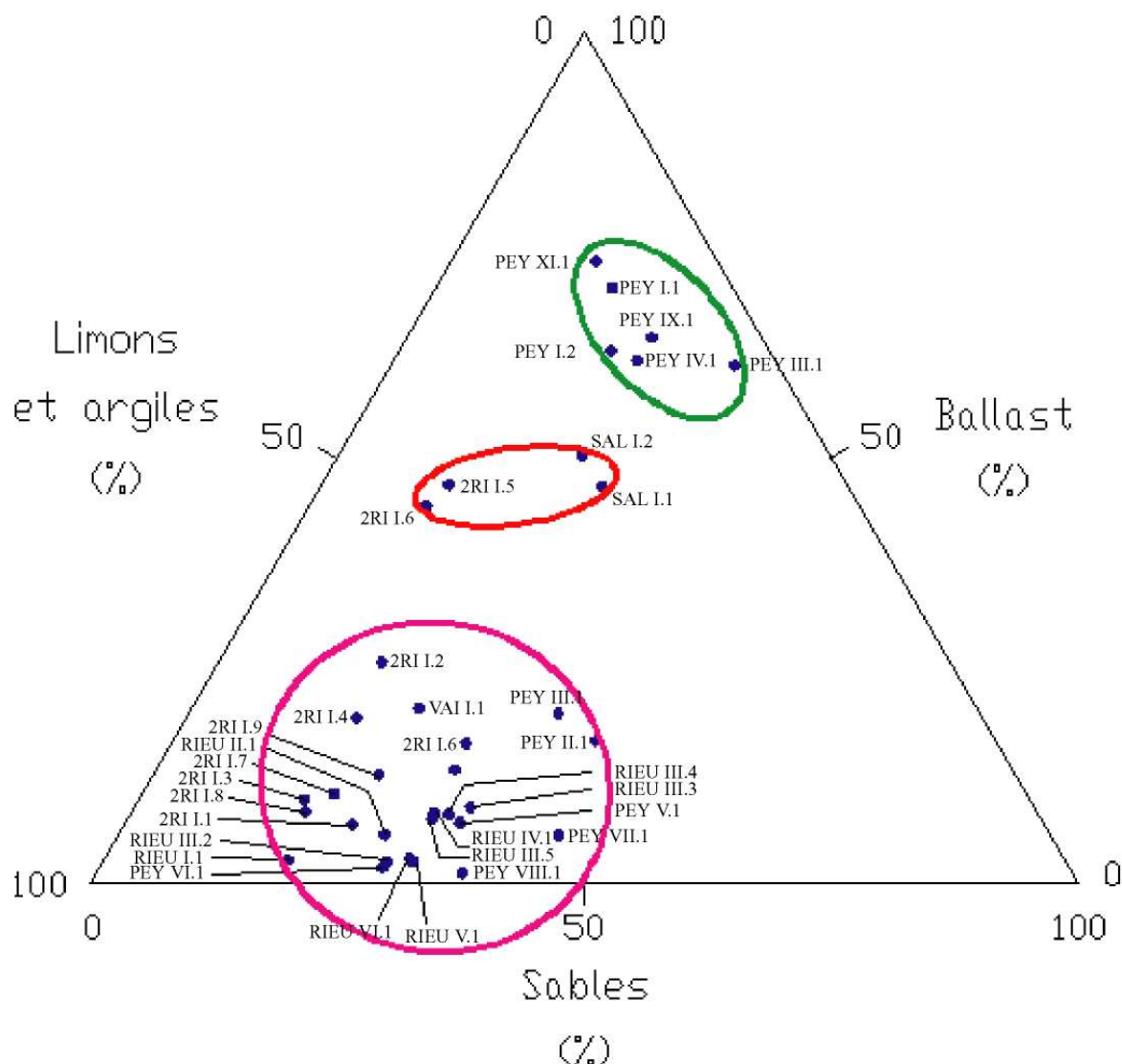
Trois diagrammes triangulaires permettent d'analyser la texture des échantillons. Le premier (figure 137) représente les échantillons prélevés en surface et sur les coupes. Le second (figure 138) et le troisième (figure 139) représentent les échantillons issus des prélèvements effectués à la tarière sur chacun des niveaux.

Le premier diagramme (figure 137) montre trois ensembles. Le premier (en vert) est constitué de plus de 50% de ballast, de sables et de très peu de limons-argiles. Ceci correspond aux dynamiques qui sont fortes ou qui ont été fortes, c'est à dire les lits moyen et mineurs (pour les dynamiques actuelles) et les terrasses pléistocènes (pour les dynamiques passées). Effectivement, l'ensemble contient les échantillons prélevés sur le lit moyen du cours d'eau et sur la terrasse « rissienne ».

Le second ensemble (en rouge) est constitué de 40 à 50% de ballast et d'une part environ égale de sables et de limons-argiles. Il correspond aux mêmes dynamiques que précédemment mais moins fortes. Il contient les échantillons prélevés sur la terrasse « würmienne ». La présence, dans cet ensemble, d'échantillons provenant de la coupe la plus en amont du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois, s'explique par la quantité importante de racines dans les échantillons. Lors du tamisage, elles ont été piégées dans le tamis de 2 mm. Le refus qui a été pesé est constitué du poids de ces racines et de celui du ballast.

Le dernier ensemble (en rose), constitué d'un grand nombre d'échantillons (22), contient essentiellement des limons-argiles (plus de 60%), moins de sables (moins de 50%) et le ballast y est à peu près inexistant. Cet ensemble, caractérisé par des particules fines, témoigne d'une dynamique faible à très faible qui s'observe respectivement dans les lits majeurs ordinaire et exceptionnel. L'ensemble peut être divisé en deux sous-ensembles. Le premier, à droite, constitué d'échantillons plus grossiers, et le second, à gauche, avec des échantillons plus fins. A droite, se trouvent les échantillons prélevés en lit majeur ordinaire et, à gauche, ceux des niveaux intermédiaires. Ces observations vont dans le sens de l'hypothèse de lits majeurs exceptionnels si toutefois leur inondabilité est démontrée.





**Figure 137 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés en surface et dans les coupes dans la vallée de l'Argent-Double.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Le second diagramme (figure 138) présente les échantillons nommés CACO prélevés par tariérage sur le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois. Chaque numéro d'échantillon correspond à sa position en profondeur (le numéro 1 pour la surface et le numéro 30 pour l'échantillon le plus profond). Quatre ensembles plus ou moins sableux et donc plus ou moins grossiers ont été définis.

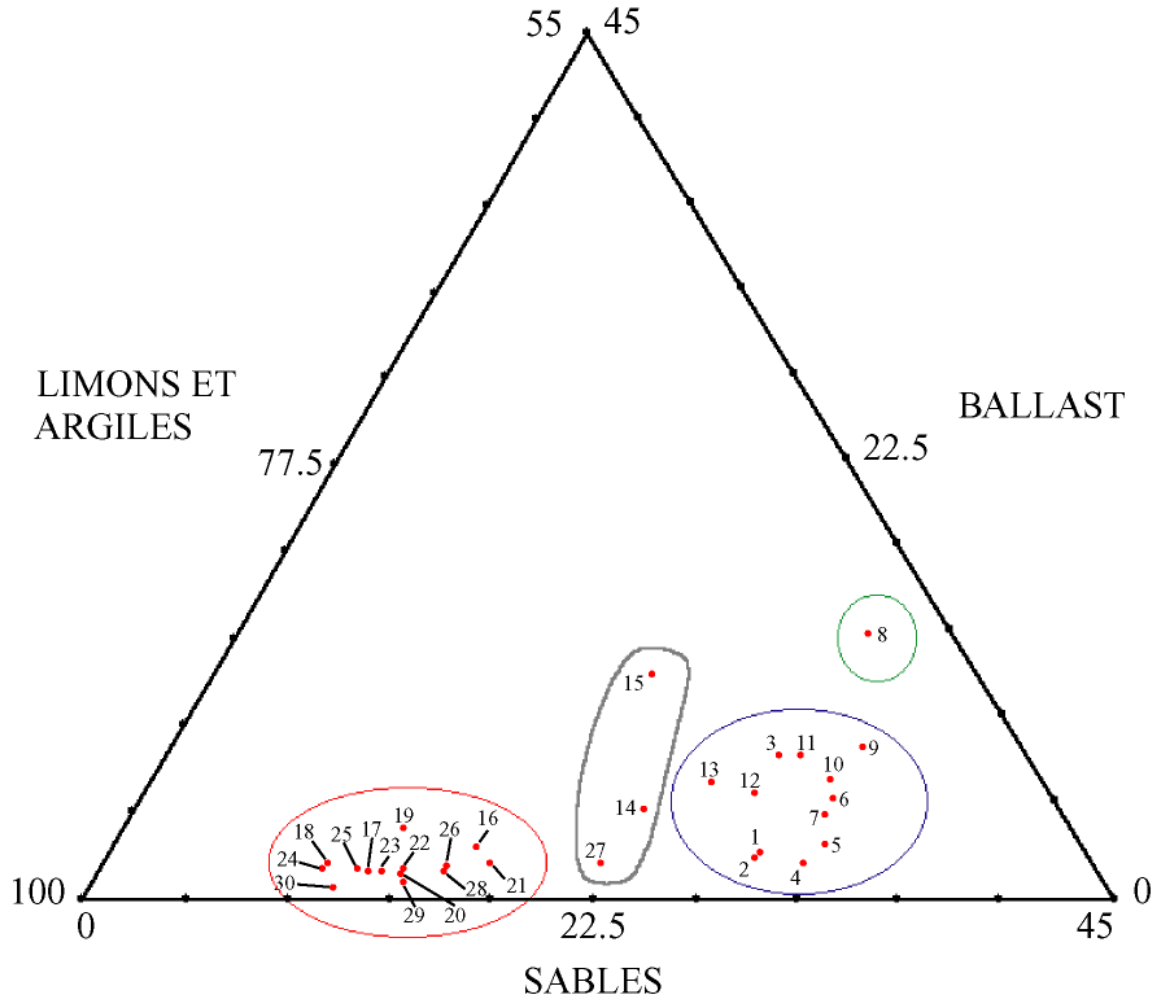
Le premier (en rouge) concerne les échantillons 16 à 26 et 28 à 30. Il s'agit des échantillons les plus fins, les plus limono-argileux et ils se situent le plus en profondeur (de 130 à 205 cm).

Le second (en bleu) concerne les échantillons les plus sableux et donc les plus grossiers. Il s'agit des échantillons 1 à 7 et 9 à 13. Ce sont les échantillons les plus en surface (de 0 à 124 cm).

Quatre échantillons se situent en dehors de ces deux grands ensembles. Trois présentent une texture intermédiaire (ensemble gris), et un a la texture la plus grossière (ensemble vert). Pour les échantillon 14, 15 et 27 (ensemble gris), on peut supposer que, lors du passage forcé de la tarière, les échantillons ont été pollués par des grains plus grossiers

tombés des bords du haut du tarière. L'échantillon 8, quant à lui, est le seul à contenir un caillou, ce qui explique sa position.

Ce diagramme met en évidence un grano-classement vertical du fin au grossier, du bas vers le haut qui sera confirmé par l'étude de l'évolution du grain moyen en fonction de la profondeur.



**Figure 138 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons (nommés CACO) prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois (quantités en %).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Le dernier diagramme (figure 139) présente les échantillons nommés CAT prélevés par tarière sur le niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois. Chaque numéro d'échantillon correspond à sa position en profondeur (le numéro 1 pour la surface et le numéro 18 pour l'échantillon le plus profond). Il est constitué de trois ensembles. Pour chacun d'eux, la fraction sableuse est réduite et ils sont caractérisés par une présence importante de ballast et de limons-argiles.

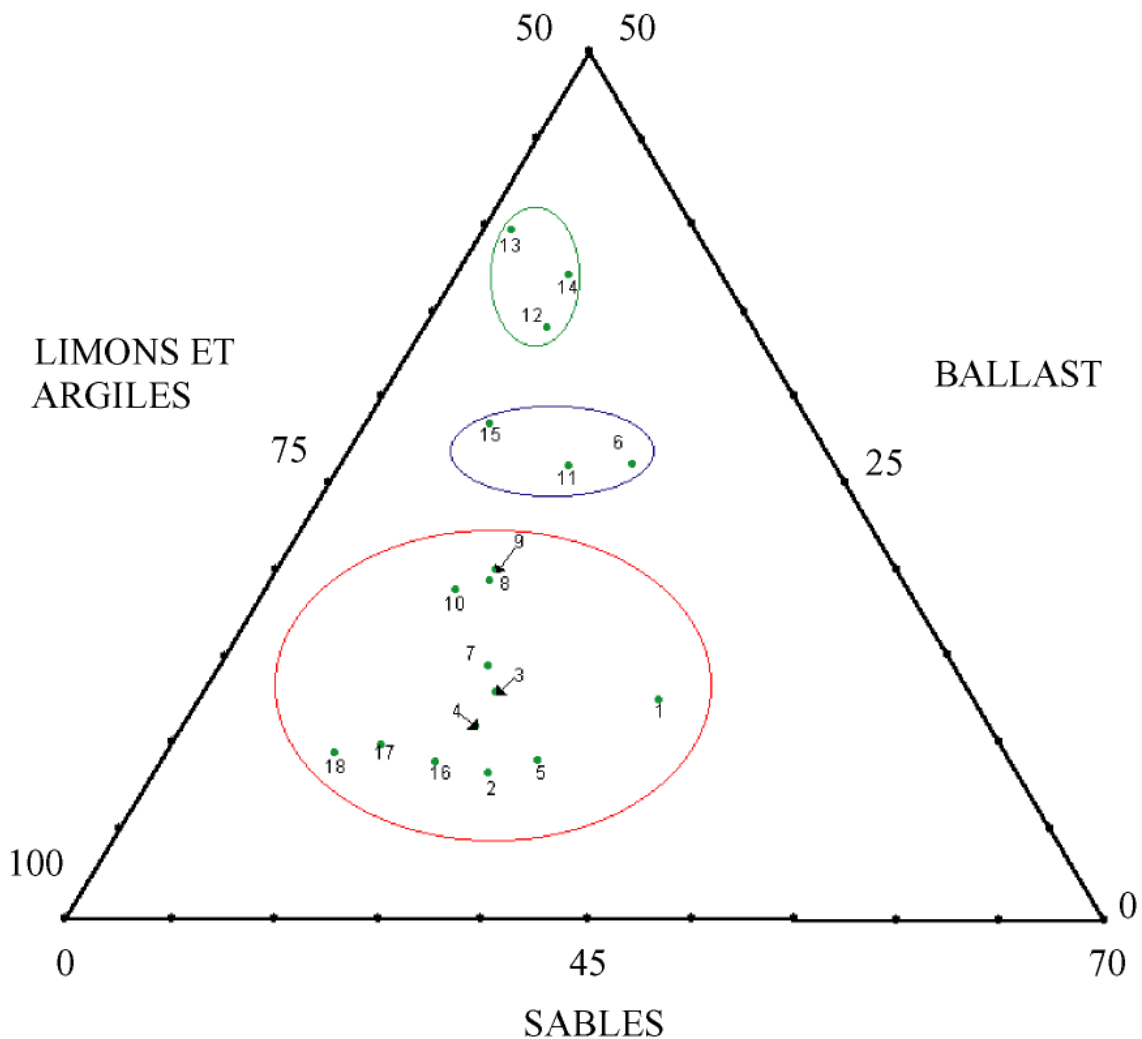
Le premier ensemble (en vert) présente de forts pourcentages de ballast et de limons-argiles. Les fines correspondent à des dynamiques faibles et le ballast à des dynamiques fortes. L'explication de ceci peut être une combinaison de dynamiques différentes.



Le second ensemble (en bleu) correspond à des échantillons qui ont un peu moins de ballast et un peu plus de limons-argiles. La dynamique est sensiblement la même que pour le premier ensemble.

Le dernier ensemble (en rouge) contient beaucoup moins de ballast (moins de 25%), un pourcentage de limons-argiles très fort (supérieur à 65%) et la part des sables est plus importante (entre 25 et 45%).

Ce diagramme suggère une alternance ou une combinaison de différentes dynamiques : une dynamique alluviale faible et une dynamique colluviale. Pour les premiers échantillons : les échantillons 1 à 5 (de 0 à 69 cm) sont plutôt fins, le 6 est ensuite plus grossier. Pour les suivants : les échantillons 7 à 10 (de 81 à 89 cm) sont de nouveau fins. De l'échantillon 11 à l'échantillon 15 (de 100 à 125 cm), le sédiment est de nouveau grossier. Enfin, les échantillons 16 à 18 (de 138 à 156 cm) sont fins. Ceci montre bien différentes phases qui seront mieux expliquées grâce à l'analyse des courbes granulométriques.



**Figure 139 : Diagramme triangulaire de la texture des échantillons (nommés CAT) prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois (quantités en %).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Ces analyses de la texture montrent que les deux niveaux intermédiaires sont de natures totalement différentes, bien qu'ils aient la même position topographique (entre le lit majeur ordinaire et la terrasse « rissienne ») et qu'ils aient une altitude à peu près similaire.

#### 2.2.2.2.2. Analyse de la fraction sableuse

##### 2.2.2.2.2.1 *La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées*

L'ensemble des échantillons présente quatre types de courbes : des paraboles, des sigmoïdes, des hyperboles et des droites (annexe 1.1.1).

Les courbes de forme parabolique caractérisent des dépôts de type torrentiel. Elles ne concernent que six échantillons prélevés dans l'ensemble de la plaine alluviale : les échantillons nommés Pey I.1, Pey I.2, Pey IV.1, Pey IX.1, Pey XII.1 et CAT 14. Les quatre premiers ont été prélevés sur la terrasse « rissienne ». Pey XII.1 a été prélevé sur le lit moyen, dans la ripisylve, très proche du lit mineur. Ceci explique l'hydrodynamisme très fort. Le dernier échantillon provient du niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois, la courbe n'est pas totalement parabolique, il s'agit d'une droite avec une inflexion qui la fait tendre vers une parabole. La dynamique qui a mis en place ce dépôt est donc forte mais elle ne semble pas alluviale (du fait de la pente de la courbe : une droite avec une inflexion).

Quatre échantillons ont des courbes à tendance sigmoïdale : les échantillons nommés Rieu IV.1, Pey VII.1, Pey XI.1 et CACO 11. Le premier a été prélevé dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double. La courbe témoigne d'un hydrodynamisme assez fort ce qui est rare pour ce type de lit. D'après le propriétaire du terrain, la dernière crue ayant atteint ce secteur est celle de 1930. L'échantillon Pey VII.1 est issu de la terrasse rocheuse. L'échantillon Pey XI.1 a été prélevé dans la partie distale du lit moyen séparé de sa partie proximale par une digue. La courbe confirme l'hydrodynamisme fort. Le dernier échantillon est issu du tarièrage du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois. Toutes les autres courbes de ce tarièrage étant de type hyperbolique, celle-ci pourrait correspondre à une rupture dans la dynamique fluviale qui a sans doute été plus forte.

Tous les échantillons du tarièrage dans le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois, sauf celui nommé CACO 11, ont des courbes de type hyperbolique. Il en est de même pour les échantillons Rieu I.1 et Rieu II.1 prélevés en surface du niveau ainsi que pour les échantillons prélevés dans la coupe en amont (de 2RI I.1 à 2RI I.9 sauf 2RI I.5 et 2RI I.9) et en aval (Rieu III.1 à Rieu III.5). A ceux-ci s'ajoutent les échantillons nommés Pey III.1, Pey VIII.1, prélevés dans le lit majeur ordinaire. Ceci confirme que les échantillons qui présentent de telles courbes témoignent d'une dynamique faible et que l'importance des particules fines est due à des dépôts de fin de crue, de type décantation. Le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois a donc des caractéristiques de lit majeur. Si ce niveau est toujours inondable, il s'agit alors d'un lit majeur exceptionnel. S'il ne l'est plus, c'est un ancien lit majeur qui a évolué en terrasse. Il s'agit donc d'une terrasse holocène aux caractéristiques granulométriques particulières, d'une extrême finesse.

Tous les échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois ainsi que celui prélevé en surface (Pey II.1) présentent des droites. Ce niveau n'est donc pas constitué d'apports alluviaux mais de colluvions. L'échantillon CAT 14, avec une courbe qui tend vers une parabole, peut s'expliquer par la présence de la route

(qui mène à Trausse) en position de talweg qui, lors de fortes pluies introduit une nouvelle dynamique. Les échantillons Pey V.1 et Pey VI.1 prélevés sur la terrasse rocheuse en rive droite, en amont de Pautard, ceux prélevés sur les terrasses « würmienne » (Vai I.1, Sal I.1 et Sal I.2) et « rissienne » (Rieu VI.1), deux échantillons (2RI I.5 et 2RI I.9) de la coupe la plus en amont du niveau intermédiaire (en amont de Rieux-Minervois) et un échantillon (Pey X.1) prélevé en aval de Caunes-Minervois, en rive droite, présentent également des droites. Pour les terrasses, ce type de courbe est rare puisque, issues de la dynamique fluviale, il devrait y avoir un certain tri. Pour les échantillons 2RI I.5 et 2RI I.9, les droites s'expliquent par le fait que la coupe nettoyée sert d'accès au champ pour les piétons, ce qui provoque du colluvionnement. L'échantillon Pey X.1 a été prélevé dans le lit majeur ordinaire. Mais, ce secteur est bouleversé par des actions anthropiques qui peuvent justifier la courbe obtenue.

Les granulométries ont permis dans un premier temps d'améliorer la cartographie hydrogéomorphologique (Laurent, 2003). Elles ont également permis (du moins en partie) d'apporter quelques réponses aux interrogations posées. En effet, le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois est une construction alluviale avec une dynamique de mise en place (actuelle ou passée) de lit majeur. En revanche, le niveau en amont de Peyriac-Minervois est une construction colluviale avec probablement, de temps en temps, des apports alluviaux, du fait de la présence de la route, en position de talweg. Lors du tarièrage, nous avons essayé d'atteindre la base de la coupe, constituée d'éléments fins. Si tel a été le cas, l'absence de tri des derniers échantillons ne va pas dans le sens d'apports alluviaux. Ce niveau intermédiaire est donc une terrasse rocheuse, couverte de colluvions, enrichies parfois des apports du talweg (occupé par la route qui mène à Trausse).

#### 2.2.2.2.2 *L'analyse des indices granulométriques*

##### 2.2.2.2.2.1 Le grain moyen

D'une manière générale, on constate que dans la plaine alluviale de l'Argent-Double, le grain moyen varie peu. Ceci est lié au caractère très détritique de certaines roches qui composent le bassin-versant (notamment la molasse de Carcassonne). Les échantillons de surface se répartissent en trois classes de grain moyen : un grain moyen très fin, un fin et un moyen.

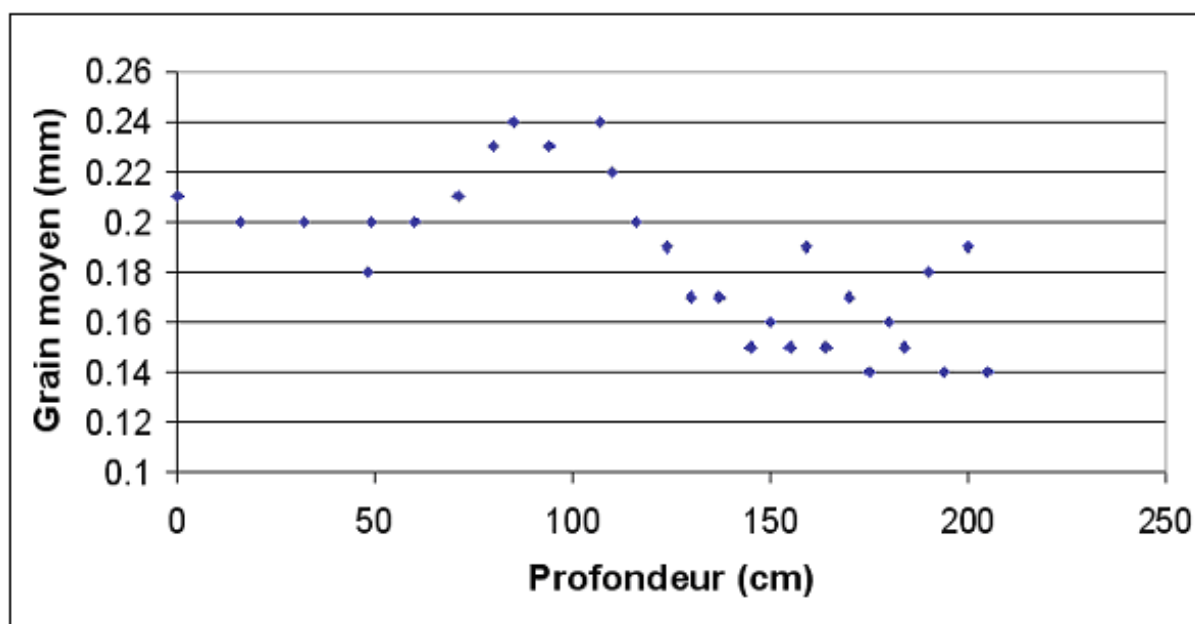
Pour les trois échantillons qui ont un grain moyen très fin, il s'agit d'un échantillon de lit majeur ordinaire (Pey VIII.1), d'un échantillon de la terrasse rocheuse (Pey VII.1) et d'un échantillon du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois (Rieu I.1). Pour l'échantillon de la terrasse rocheuse (Pey VII.1), la granulométrie très fine est celle du substrat marneux. Le grain moyen de l'échantillon du niveau intermédiaire (Rieu I.1) confirme encore que ce dernier a fonctionné ou fonctionne encore comme un lit majeur. L'analyse des prélèvements effectués à la tarière précisera ces observations.

Dans les échantillons qui ont un grain moyen fin, il y a une certaine hétérogénéité. Il s'agit aussi bien des échantillons des terrasses, des lits majeurs ordinaires et moyens ainsi que des niveaux intermédiaires.

Les échantillons qui ont un grain moyen dit moyen, sont issus de la terrasse « rissienne » (Pey IX.1 par exemple) et du lit moyen (Pey XII.1).

Les échantillons issus du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois, ont tous un grain moyen très fin (figure 140). Toutefois, dans cette finesse, il existe quelques nuances.

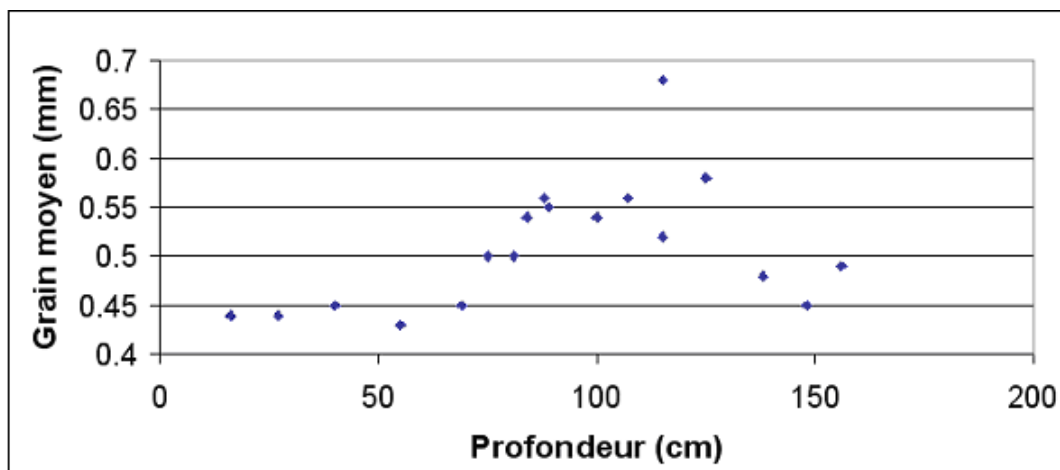
En effet, si l'on considère les prélèvements effectués sur les deux coupes (une à l'amont du niveau et l'autre à l'aval), les échantillons de la coupe la plus à l'amont sont légèrement plus grossiers, avec des valeurs de grain moyen comprises entre 0,3 mm et 0,42 mm. La coupe la plus en aval présente des valeurs de grain moyen comprises entre 0,22 mm et 0,28 mm. De même, si on analyse les échantillons prélevés à la tarière, on remarque qu'au sommet du tariérage, le grain moyen est autour de 0,2 mm alors qu'à la base, il n'est plus que de 0,14 mm. Cette évolution confirme l'hypothèse émise lors de l'analyse de la texture quant à l'existence d'un grano-classement vertical. On observe que quelques échantillons à une profondeur de 100 cm ont un grain moyen légèrement moins faible. Ceci est peut être dû à une ou plusieurs crues un peu plus fortes. Entre 150 et 200 cm, quelques échantillons ont un grain moyen un peu plus grossier que d'autres, il pourrait s'agir de pollutions dues aux forçages pour descendre la tarière.



**Figure 140 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Les échantillons prélevés dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois, se répartissent entre un grain moyen très fin et un grain moyen fin (figure 141). Sur les 50 premiers centimètres, il est très fin. Puis sur les 120 centimètres suivants, il est fin. Il redevient très fin sur la fin du tariérage. Les variations de grain moyen peuvent être un argument qui irait dans le sens d'une dynamique duale. Un apport d'abord de sédiments plus fins par le talweg, puis du colluvionnement plus grossier qui, à force de labours, s'entremêle aux sédiments plus fins. Lors de ce tariérage, nous avons essayé d'atteindre les éléments fins qui constituent la base de la coupe. Ceci expliquerait la finesse du grain moyen pour les échantillons les plus profonds du tariérage.



**Figure 141 : Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

#### 2.2.2.2.2.2

#### L'asymétrie

Les échantillons de surface présentent une grande variabilité de leur indice d'asymétrie. Dans un premier temps, ceci nous permet de pouvoir comparer les résultats obtenus pour les niveaux intermédiaires à ceux de l'ensemble de la plaine alluviale. Dans un second temps, nous étudierons l'évolution de cet indice en fonction de la profondeur sur les deux niveaux.

Les échantillons prélevés en surface ou sur les coupes ont une asymétrie comprise entre  $-0,5$  et  $0,23$ . Il est donc possible d'identifier les échantillons qui ont une asymétrie positive, ceux qui présentent une symétrie, une asymétrie négative et enfin une asymétrie très négative.

Les échantillons prélevés en surface et dans les coupes amont et aval du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois présentent tous une asymétrie très négative. Cette asymétrie est identique à celle d'un échantillon de lit majeur ordinaire et d'un échantillon de la terrasse rocheuse (donc du substrat marneux). Cette finesse des dépôts confirme le faible hydrodynamisme qui a mis en place ce niveau.

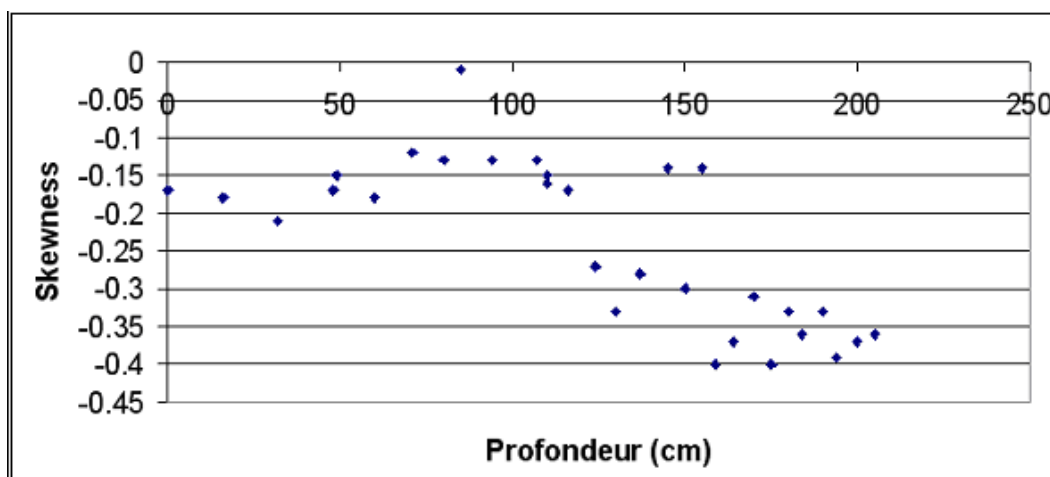
Une grande majorité des échantillons de surface présente une asymétrie négative. Plus les échantillons sont proches du lit mineur (ou sont d'anciens lits mineurs : les terrasses), plus la valeur se rapproche de la symétrie. Cet ensemble est constitué (dans l'ordre croissant des valeurs de l'indice d'asymétrie), des échantillons du lit majeur ordinaire, de ceux de la terrasse rocheuse, de ceux du lit moyen et enfin de ceux de la terrasse « würmienne ».

Trois échantillons présentent une symétrie. Il s'agit d'un échantillon de lit majeur ordinaire (Pey X.I), d'un échantillon du niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois et d'un échantillon de terrasse « rissienne ». Comme précédemment, l'échantillon Pey X.I prélevé en lit majeur ordinaire présente cette particularité d'être le seul échantillon de lit majeur ordinaire avec une symétrie. La symétrie témoigne d'une part environ égale entre les sables grossiers et les sables plus fins, ce qui peut être effectivement le cas des terrasses pléistocènes et des colluvions.

Enfin, quatre échantillons présentent une asymétrie positive. Ils ont donc une prédominance d'éléments grossiers. Il s'agit logiquement des échantillons prélevés sur les surfaces où les dynamiques sont ou ont été les plus fortes, c'est-à-dire la terrasse « rissienne » et le lit moyen.

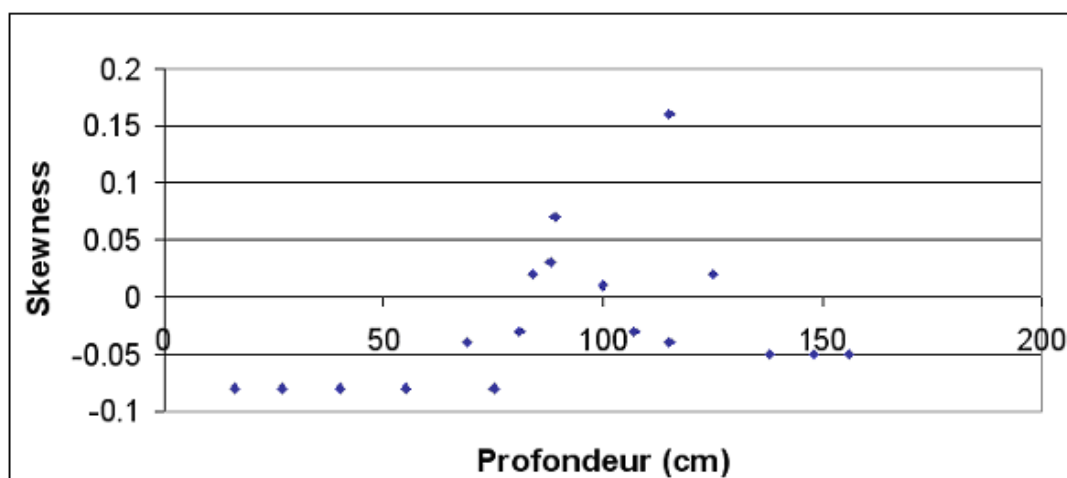


Le graphique suivant (figure 142), montre que l'asymétrie n'est pas corrélée avec la profondeur du dépôt. Deux ensembles se distinguent. La première partie des prélèvements (de la surface à environ 110 cm de profondeur) présente une asymétrie négative alors que la seconde partie des échantillons (de 110 cm à 218 cm) a une asymétrie très négative. Dans les deux cas, il existe une prédominance des particules fines mais d'autant plus que les échantillons sont situés en profondeur. Cela traduit un passage d'une dynamique très faible à une dynamique faible. Ceci est peu cohérent car au fur et à mesure des dépôts, la hauteur à franchir est de plus en plus importante et pour des crues constantes, l'hydrodynamisme qui atteignait cette surface devait être de plus en plus faible. Il est donc fort possible que les crues n'aient pas été constantes et que leur intensité ait été croissante.



**Figure 142 :** Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Pour ces échantillons, l'analyse est rapide puisque tous les échantillons, excepté CAT 14, ont un indice d'asymétrie compris entre  $-0,1$  et  $0,1$  (figure 143). Cela traduit une symétrie et signifie que la part des fines et la part des particules grossières sont à peu près équivalentes. L'échantillon CAT 14 a quant à lui un indice de  $0,16$  ; il a donc une asymétrie légèrement positive.

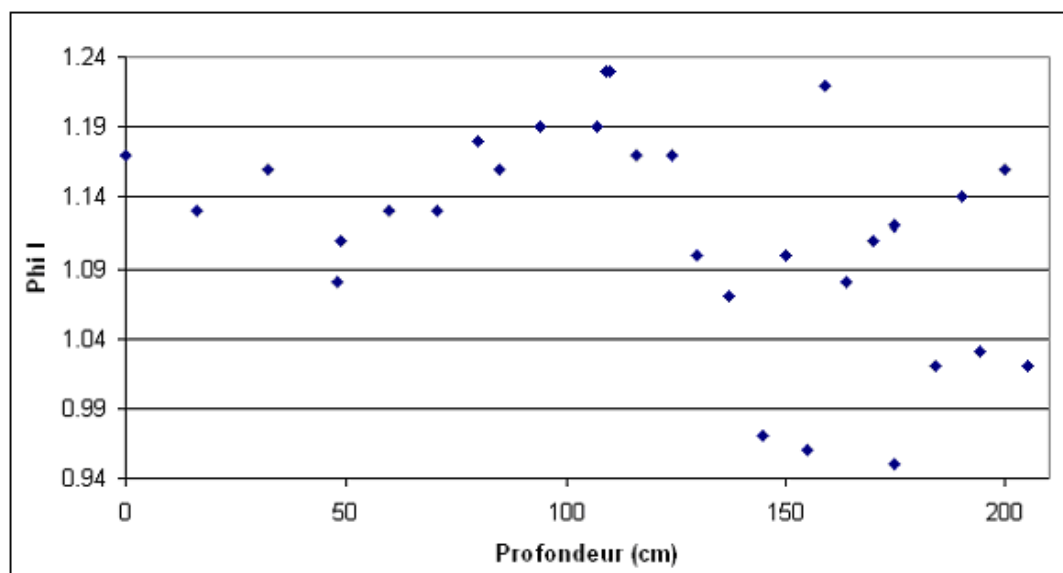


**Figure 143 :** Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois.  
Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

Seuls quatre échantillons présentent une courbe gaussienne (Pey VIII.1, Pey VII.1, CACO 22 et CACO 24), nécessaire pour l'analyse de l'indice de tri.

Les échantillons de surface ont des valeurs de tri qui s'échelonnent de 0,71 à 1,59 c'est-à-dire d'assez bon à moyen. Les échantillons qui présentent le meilleur tri sont ceux qui ont été prélevés dans les lits majeur et moyen ainsi que ceux issus du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois. Ceci montre la similitude des dépôts de la plaine alluviale fonctionnelle avec ceux du niveau. Les échantillons qui ont le tri le moins bon sont ceux issus des terrasses « würmienne » et « rissienne », ainsi que l'échantillon prélevé à la surface du niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois. Ceci est logique puisque celui-ci est recouvert de colluvions issues de la terrasse « rissienne » immédiatement supérieure.

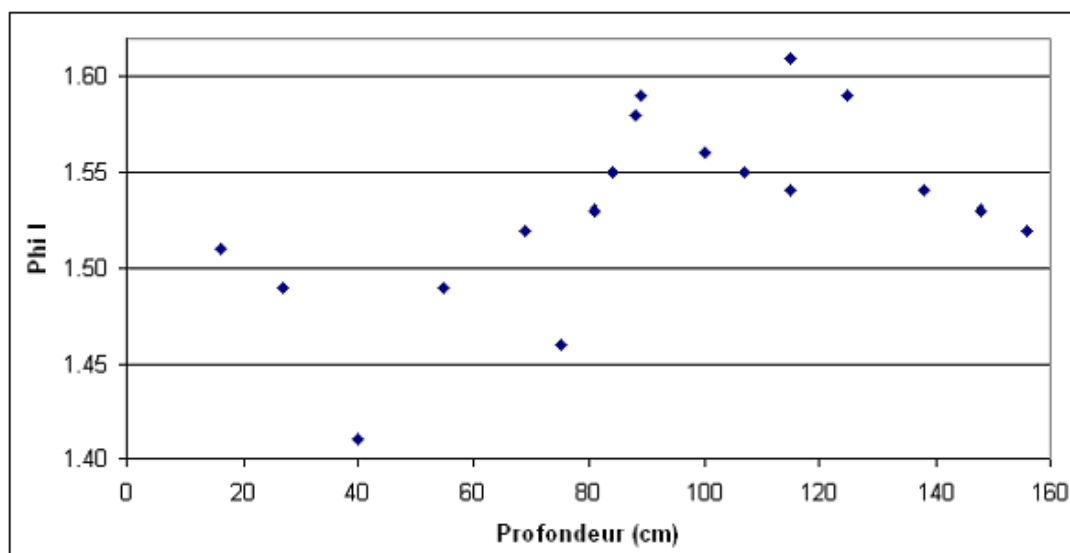
Pour les échantillons prélevés en profondeur, dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois (figure 144), les valeurs de tri vont de 0,96 à 1,22 soit d'un tri assez bon à un tri moyen. Cependant, il est impossible de distinguer une réelle évolution si ce n'est que les échantillons les mieux classés se situent en profondeur.



**Figure 144 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Pour ceux prélevés en profondeur, dans niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois, les valeurs de tri varient nettement moins (figure 145) ; elles sont comprises entre 1,4 et 1,6, ce qui indique un tri moyen pour tous les échantillons. Ces valeurs qui n'ont que de faibles variations vont dans le sens d'une dynamique toujours identique : le colluvionnement.



**Figure 145 : Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

#### 2.2.2.2.3. Analyse de la totalité du sédiment : l'image C/M

L'image C/M (figure 146) met en évidence deux populations de points qui ne se mélangent pas. A droite de l'image, se trouvent les échantillons issus des prélèvements effectués à la tarière, dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois. A gauche du diagramme, se trouvent ceux issus des prélèvements effectués à la tarière, dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois. Le nuage des colluvions du niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois (rose) ne se mélange pas à celui des alluvions du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois (bleu). Le premier est horizontal et est calé sur une valeur de premier percentile de 10 000 $\mu$ m. Le premier percentile est stable alors que la médiane varie. Le deuxième ensemble a un axe oblique et ses valeurs de médianes et de percentiles sont assez homogènes (le nuage a une forme plutôt ramassée et donc peu étendue). La valeur de la médiane 15  $\mu$ m marque la discontinuité entre les alluvions et les colluvions.

Selon Passega (1963), lorsque la valeur de la médiane est inférieure à 20  $\mu$ m, le sédiment a subi un transport en « *pelagic suspension* ». La discontinuité, mise en évidence par la valeur de médiane 15  $\mu$ m va dans le sens de dépôts alluviaux transportés en suspension pélagique. Dans l'hétérogénéité apparente de l'organisation des sédiments, dans le nuage de points des alluvions, il existe tout de même une esquisse d'organisation verticale due à la variation en fonction de la profondeur du premier percentile. En effet, les échantillons prélevés les plus en profondeur ont le percentile le plus faible alors que ceux prélevés vers la surface ont un percentile plus élevé. La rupture dans ces dépôts, entre la base et le sommet des prélèvements, est encore très nette.

Malgré les difficultés de construction de l'image C/M et les contre-indications, et même si elle ne permet pas de définir précisément les différents modes de transport (Chapitre 2, 2.1.2.3.4.), des conclusions intéressantes ont été obtenues. En effet, elle permet de distinguer très nettement les deux niveaux intermédiaires. Les différents modes de transport auraient sans doute été définis plus pertinemment, si nous avions intégré des échantillons issus de l'ensemble de la plaine alluviale. Cependant, pour des recherches ultérieures et notamment dans le cadre de l'applicabilité de l'image C/M à des cours d'eau méditerranéens, il sera intéressant de poursuivre les investigations dans ce sens.

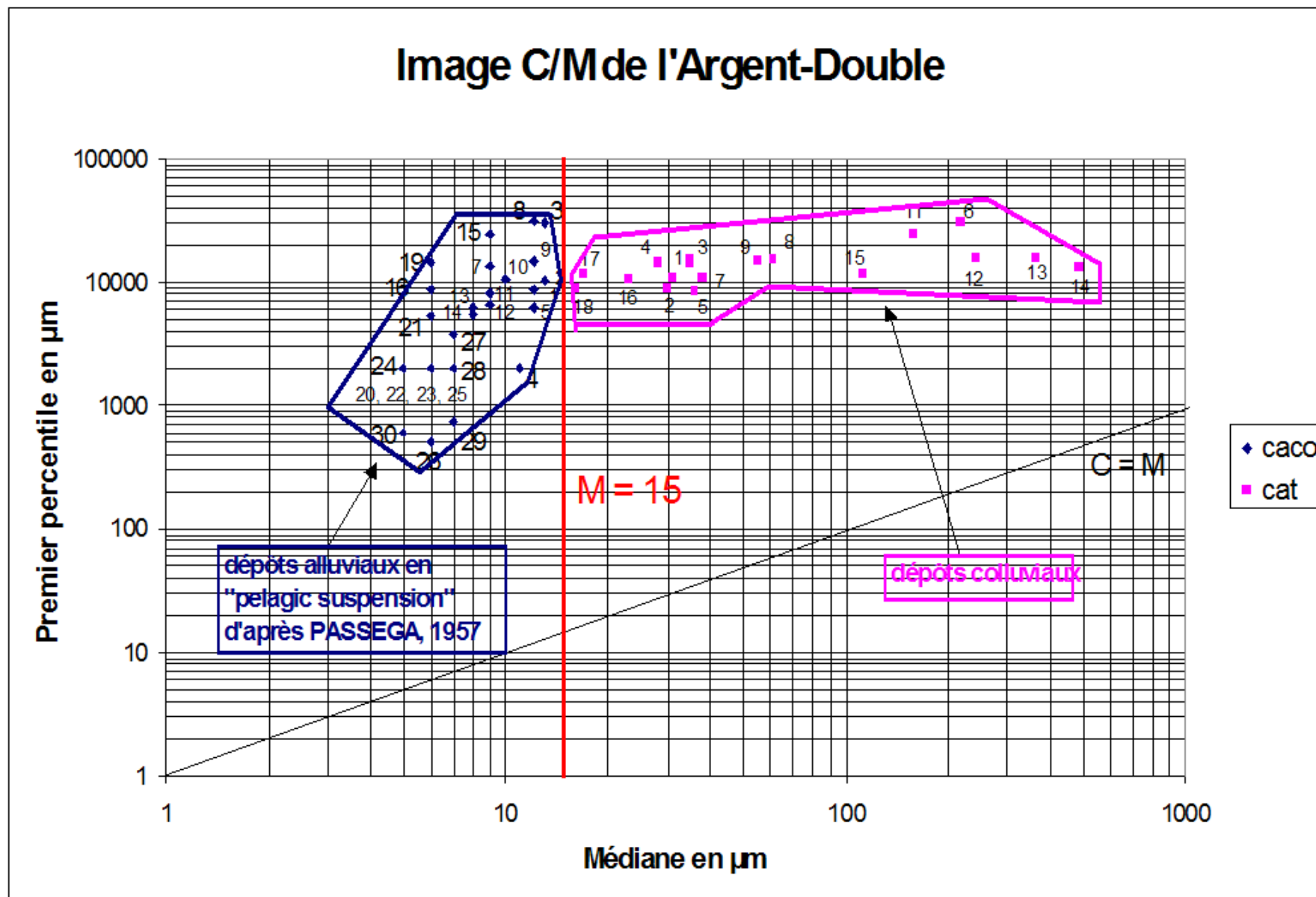


Figure 146 : Image C/M des dépôts des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double.

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

### 2.2.2.3. Les analyses chimiques

#### 2.2.2.3.1. L'analyse du pourcentage de matière organique

Tous les échantillons de surface ont des pourcentages de matière organique compris entre 1,4 et 2,2% sauf Rieu II.1 qui atteint 3,4%. Le pourcentage de Rieu II.1 s'explique par le fait que l'échantillon a été prélevé sur un secteur du niveau intermédiaire couvert d'herbacées. Les taux varient ici, en fonction du couvert végétal (vignes sur un sol nu, vignes avec des inter-rangs herbacés, ripisylve, champ d'oliviers sur mou de raisin...). Ces taux nous permettent d'avoir un référentiel auquel comparer les valeurs obtenues pour les prélèvements effectués à la tarière dans les deux niveaux intermédiaires.

Les pourcentages de matière organique sur le niveau intermédiaire à l'amont de Rieux-Minervois sont compris entre 1,6 et 0,7%. Les taux en profondeur sont nettement inférieurs à ceux obtenus en surface (liés aux apports d'engrais). Le graphique (figure 147) montre clairement une évolution du pourcentage en fonction de la profondeur. En effet, plus on descend en profondeur, plus le taux est faible ( $R^2 = 79\%$ ). Ceci peut s'expliquer par la pédogenèse actuelle.

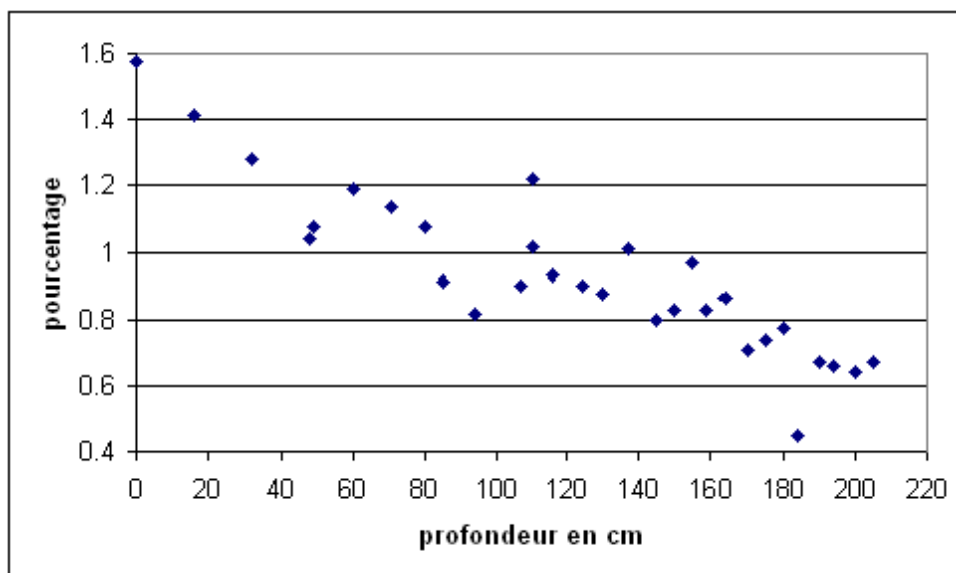
Cependant, si on analyse les variations plus en détail, on observe que le taux s'abaisse après chacun des modes. En surface, le taux est de 1,6% puis il chute à 1% à environ 50 cm de profondeur. Ensuite, autour de 60 centimètres, il est de 1,2%. Ce taux est également suivi d'une chute à 0,8%. Ce phénomène se remarque également autour de 110 centimètres. Le taux est de 1,2% et chute à 0,8%. Deux explications seront développées.

La première est que cette variation est peu significative et qu'elle s'explique par les marges d'erreur de la manipulation en laboratoire. Toutefois, le protocole a été le même pour chaque échantillon et cette série a été traitée en une seule fois, sans aucune variation, ni dans les températures de la salle, ni dans les produits chimiques.

Le dépôt de ces 2,18 m de sédiment (profondeur maximale que nous avons atteinte avec la tarière) ne s'est pas fait en une crue. La densité de la matière organique est plus faible que celle des sables et des limons-argiles. Lors de la sédimentation qui s'est faite en eaux calmes, la matière organique s'est déposée en dernier ce qui provoque, lors des analyses, une hausse du pourcentage. Les augmentations de la teneur en matière organique indiquent donc la fin d'une phase de crue sans qu'il y ait pédogenèse pour autant.

Dans ces dépôts, il serait hasardeux d'essayer de trouver une évolution pédologique mais pouvons affirmer que ce niveau s'est formé en plusieurs épisodes de crue (nous avons observé 6 modes sur le graphique), ce qui implique un temps relativement long. L'analyse de l'évolution du grain moyen qui a mis en évidence deux périodes de dépôts va également dans ce sens.

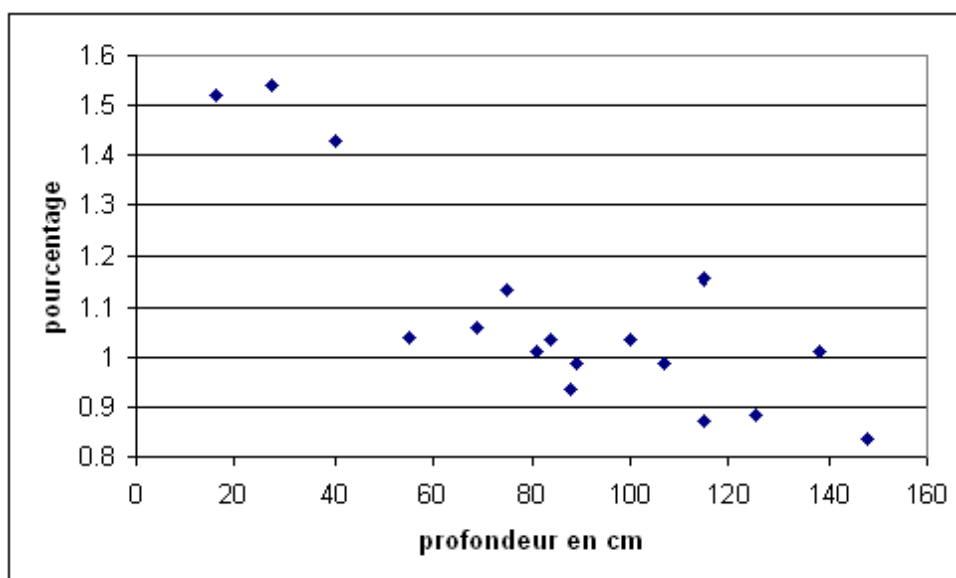




**Figure 147 : Evolution du pourcentage de matière organique en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.**

Source : Laurent, 2003.

Les pourcentages de matière organique, sur le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois sont compris entre 1,5 et 0,8%. Par rapport aux échantillons de surface, ces taux sont nettement inférieurs. Le graphique (figure 148) montre une corrélation assez bonne entre le taux de matière organique et la profondeur des échantillons. En effet, plus le prélèvement est profond, moins il y a de matière organique ( $R^2 = 69\%$ ). En fait, seuls les trois premiers échantillons présentent des teneurs qui se distinguent nettement du reste des échantillons. Ceci s'explique par le développement actuel d'un sol en surface et le caractère récent de ce sol n'a pas permis la migration de la matière organique plus en profondeur. L'absence de variation du pourcentage de matière organique montre la continuité la dynamique de dépôt. Aucun horizon A n'a pu se développer. Le colluvionnement sur cette terrasse rocheuse a donc été effectif dès son abandon par les eaux et n'a pas cessé.



**Figure 148 : Evolution du pourcentage de matière organique en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.**

Source : Laurent, 2003.

#### 2.2.2.3.2. L'analyse de la teneur en carbonate de calcium

Le taux de carbonate de calcium varie de 0 à 21% pour les échantillons de surface.

Les échantillons qui, en surface, ont un taux nul ou très faible, sont les échantillons prélevés sur les terrasses « rissienne » et « würmienne ». Sur ces terrasses, le lessivage dure depuis si longtemps qu'en surface, le carbonate a presque totalement disparu.

L'autre unité qui a des taux très faibles (faibles mais non nuls) est le lit moyen. Ce dernier étant très souvent inondé, la précipitation du carbonate de calcium, si elle a lieu est rapidement dissoute par les crues.

On constate également que quelques échantillons en lit majeur ordinaire ont des taux très faibles comme Pey VIII.1, Pey III.1...Cela est dû à la succession en un siècle de deux grandes crues (1930 et 1999).

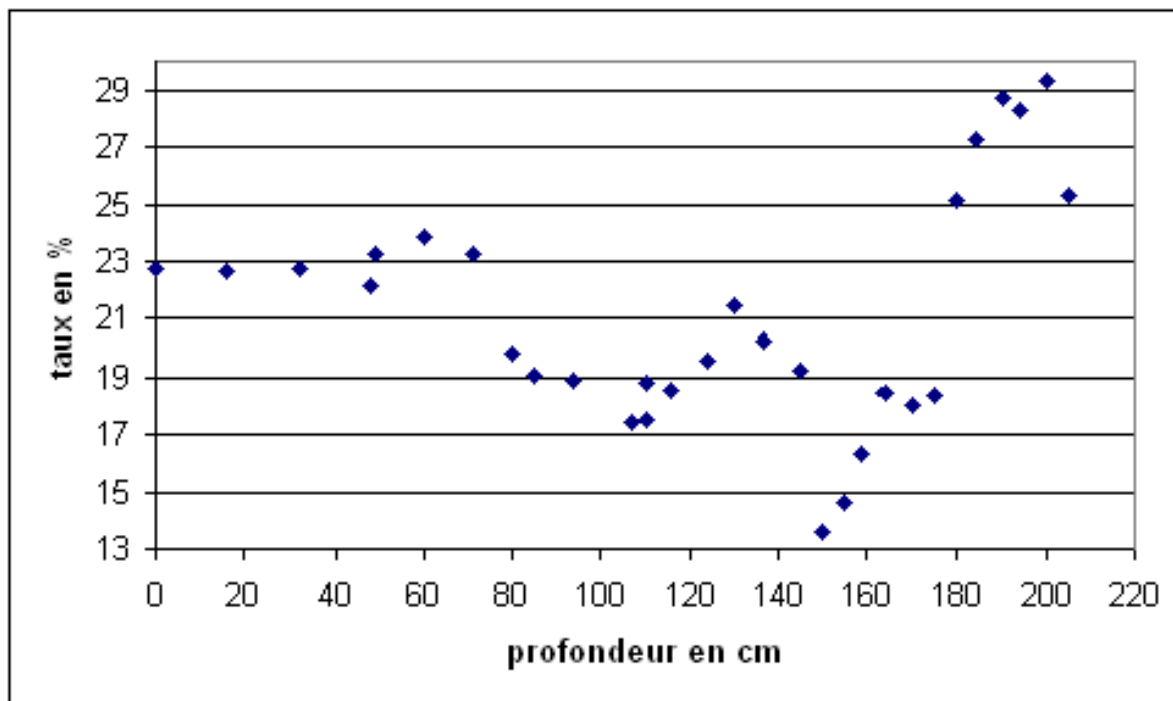
A contrario, le lit majeur ordinaire, en contre-bas du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois, présente un taux compris en 5 et 10%. Cette différence s'explique par le fait que la partie distale de ce dernier n'a pas été inondée, lors de la dernière crue (d'après le propriétaire de la distillerie de Rieux-Minervois, à proximité de l'endroit du prélèvement). Plus en amont, le lit majeur ordinaire, moins large a été intégralement recouvert.

Avec des taux de 5 à 10%, les échantillons des terrasses rocheuses sont riches en carbonate de calcium. Sur la terrasse rocheuse en rive droite, en amont de Pautard, le substrat composé de marnes affleure et la nappe phréatique est peu profonde. Le battement de la nappe dissout les calcaires qui, lorsque la température augmente, précipitent. Le taux de carbonate de calcium y est donc assez important. En revanche, l'explication pour le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois est plus délicate. Le substrat n'affleure qu'à l'amont et à l'aval. Cette terrasse est couverte de colluvions issues de la terrasse rissienne pauvre en carbonate de calcium. L'explication pourrait venir de facteurs anthropiques. En effet, le champ de vigne est planté transversalement à la pente, les différents labours ont pu permettre au calcaire des marnes de se mêler aux colluvions.

Les échantillons de surface du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois ont des taux de carbonate de calcium proches de 20%. Ceci peut s'expliquer par le fait que le niveau est suffisamment récent pour que le lessivage n'ait pas entraîné les carbonates de calcium en profondeur. Cependant, cette explication est contradictoire avec les observations effectuées à partir des taux de matière organique.

Le graphique de l'évolution du taux de carbonate de calcium en fonction de la profondeur, du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois (figure 149), montre que le taux est stable (autour de 20%) jusqu'à une profondeur de 150 cm. A cette profondeur, le taux diminue jusqu'à 15%. Il augmente ensuite considérablement pour atteindre 30% dans les derniers centimètres des prélèvements. Le fort pourcentage de carbonate de calcium n'est donc pas à mettre en relation avec un dépôt récent en surface et une absence de migration en profondeur, comme cela a été supposé auparavant. Ces valeurs sont davantage dues à la mobilisation de matériel, sur des versants à substrat calcaire (molasse). Si les explications fournies lors de l'interprétation de l'évolution du taux de matière organique sont justes, nous devrions retrouver les profondeurs auxquelles il y a eu une pause dans la sédimentation, grâce à l'évolution du taux de carbonate de calcium. Ainsi, à chaque arrêt de la sédimentation, les carbonates migrent par lessivage vers les dépôts les plus profonds. Ce phénomène s'observe très nettement à partir des dépôts situés à 150 cm. L'augmentation du taux de carbonate de calcium à 170 cm correspond à l'apparition de pseudomycélium. On peut effectivement penser à une évolution pédogénique et donc à une pause dans la sédimentation des dépôts.

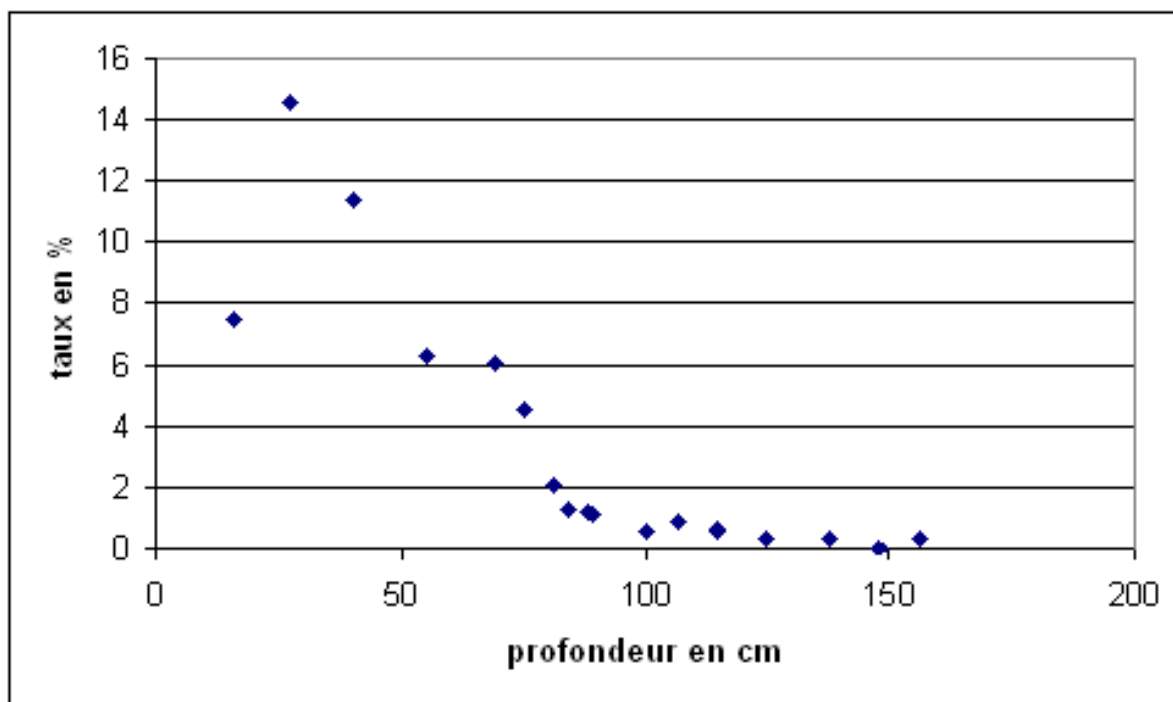
D'une manière moins nette, on l'observe également à la profondeur de 110 cm. En revanche la distinction de pauses dans la sédimentation n'est pas possible pour la partie supérieure. Cependant, tout ceci conforte l'idée d'une sédimentation non continue, avec des périodes de détritisme intense et d'autres d'accalmie.



**Figure 149 : Evolution du pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

L'évolution du taux de carbonate de calcium en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois (figure 150), montre une décroissance jusqu'à atteindre une valeur quasiment nulle à environ 100 cm de profondeur. Les valeurs nulles s'expliquent aisément par le colluvionnement puisque les sédiments sont issus de la terrasse « rissienne » située au-dessus. Lors du tariérage, nous pensions avoir atteint le substrat, ce qui apparemment n'est pas le cas. En effet, ce dernier étant composé de marnes, le taux aurait dû augmenter à un certain niveau du tariérage. Comme nous l'avons vu précédemment, les valeurs fortes pour les échantillons de surface sont tout à fait surprenantes. Elles peuvent avoir un lien avec l'action des labours qui permettent au calcaire des marnes (affleurant en bordure de parcelle) de se mêler aux colluvions plus ou moins profondément.



**Figure 150 : Evolution du pourcentage de  $\text{CaCO}_3$  en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Laurent, 2003.

#### 2.2.2.3.3. La morphoscopie des quartz

La morphoscopie des quartz a été réalisée sur l'ensemble des échantillons. Pour chacune des fractions sableuses (celle comprise entre 0,5 et 2 mm et celle entre 0,2 et 0,5 mm) de chacun des échantillons, il y a toujours un pourcentage important de quartz non usés (annexe 1.2). Cette première constatation indique que même pour des niveaux alluviaux, l'éroussé n'est pas toujours net. La longueur du transport est sans doute insuffisante (38 km au maximum) pour érousser efficacement un quartz. Dans ce cas, avec cette méthode, il est délicat de faire la part entre des apports alluviaux ou colluviaux. Toutefois, nous avons observé que la part de quartz éroussés est plus importante pour les échantillons du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois que pour ceux du niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois. Ceci confirme encore une fois la nature alluviale du premier et celle colluviale du second.

#### 2.2.2.4. Premières conclusions

A partir de l'ensemble des analyses granulométriques, les deux niveaux intermédiaires ont été clairement différenciés et identifiés.

Le niveau situé en amont de Peyriac-Minervois est une terrasse rocheuse modelée par l'incision du cours d'eau, sur laquelle des apports colluviaux, issus de la terrasse « rissienne » se sont déposés. La position en sortie de gorges de cette terrasse, n'a pas permis de dépôts suite à l'enfoncement de la rivière et les dynamiques transversales ont été prédominantes sur

les dynamiques longitudinales. L'évolution de la teneur en matière organique et en carbonate de calcium atteste du caractère continu du colluvionnement.

Le niveau situé en amont de Rieux-Minervois présente un faciès clairement alluvial dans tout son ensemble. D'infimes variations dans la granulométrie, dans les taux de carbonates de calcium et de la matière organique montrent que sa construction s'est faite par épisodes. Il existe donc une alternance entre des périodes de fort détritisme et de dynamique longitudinale qui alternent avec des périodes de calme permettant un début d'évolution pédologique. Cependant, bien que l'on sache qu'il s'agit d'un niveau alluvial, il n'a pas été possible à travers ces analyses de savoir si celui-ci était encore fonctionnel. Autrement dit, il n'a pas été possible de définir s'il s'agit d'un lit majeur exceptionnel ou bien d'une terrasse post-pléistocène (holocène). Seule la modélisation hydraulique permettra de lever cette ambiguïté.

#### 2.2.2.5. Détermination de l'inondabilité du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois

Cette étude a été effectuée grâce à Sylvain Chave (Chave, 2003) qui a bien voulu étendre ses calculs au niveau intermédiaire. Toutefois, seul celui en amont de Rieux-Minervois faisait partie des tronçons modélisés. Celui en amont de Peyriac-Minervois se trouve juste à la limite amont d'un tronçon et, par conséquent, n'a pas été considéré par les calculs.

Le découpage en tronçons a été fait de telle sorte que les tronçons obtenus soient homogènes. Il s'agit d'un découpage lithologique puis hydrographique. A partir de ces tronçons est défini un bief de calcul (bief hydraulique) qui représente le linéaire de cours d'eau pour lequel les calculs ont été effectués.

La limite amont a été fixée au droit de « la Grange » (figure 136), c'est à dire le point à partir duquel se développe la plaine alluviale. La limite aval a été fixée au droit du passage à gué (figure 136). Les deux biefs mesurent respectivement 1448,5 mètres et 4515 mètres. Cinq profils en travers sur le premier bief et neuf sur le deuxième ont été positionnés en fonction de l'interprétation de ces tronçons.

##### 2.2.2.5.1. Estimation du débit susceptible d'inonder le niveau et confrontation aux valeurs de débits des plus fortes crues actuelles

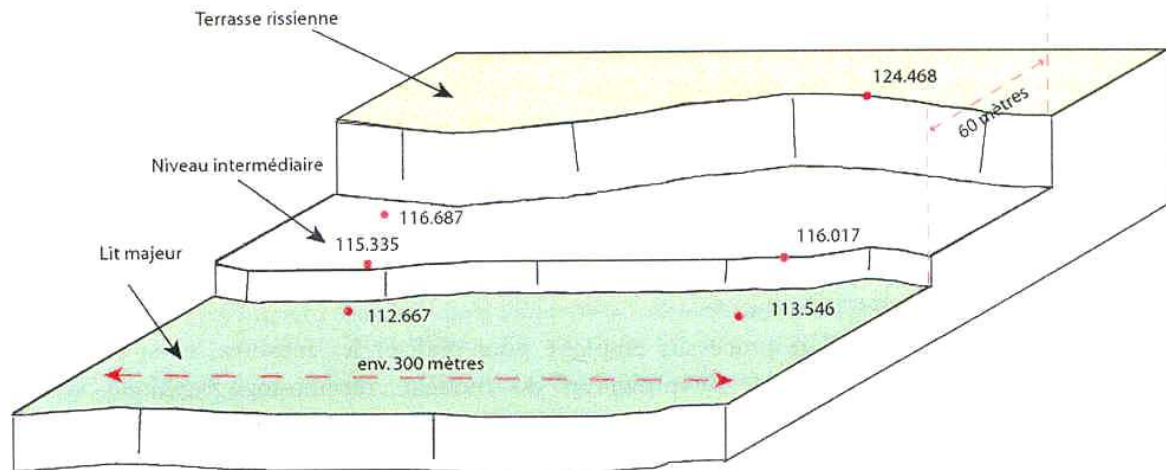
###### 2.2.2.5.1.1 *Calcul du débit*

Un modèle morpho-topographique a été élaboré. Il représente les données tridimensionnelles relevées grâce à un GPS de type RTK (Real Time Kinematic). La précision est centimétrique à sub-décimétrique. Au final, 560 points ont été levés dont 532, sur les deux biefs.

Le modèle morpho-topographique permet d'obtenir les profils en long des sommets et pieds de talus de la terrasse « rissienne » et des profils en travers à insérer dans le modèle

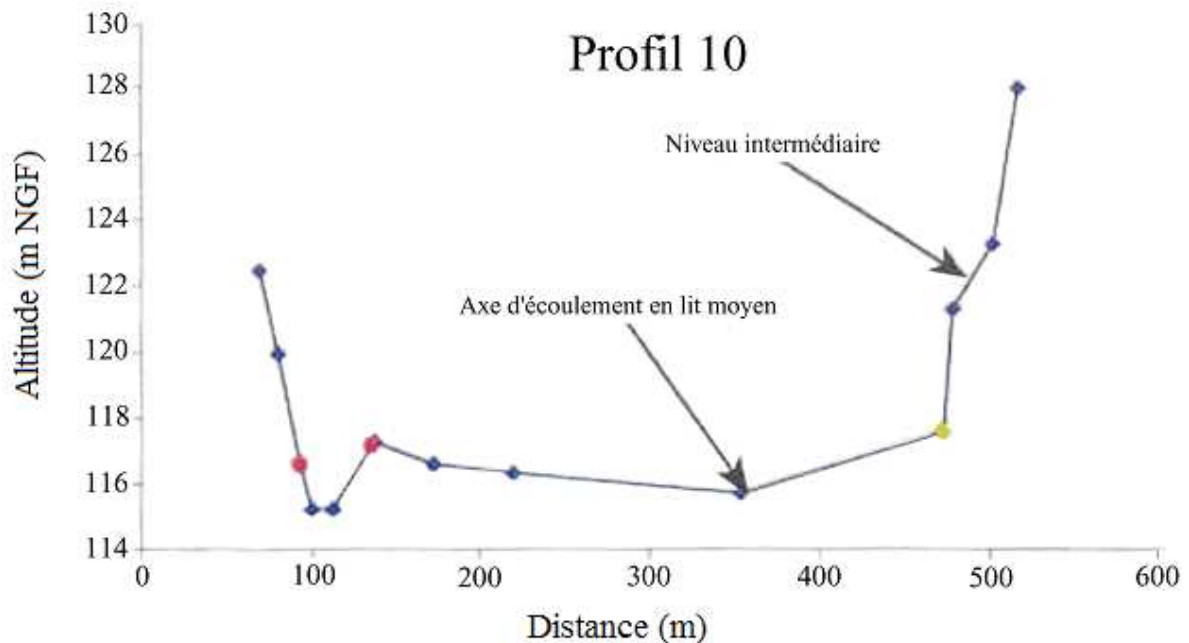


hydraulique. Ces données tridimensionnelles (figure 135 et figure 151) ont été levées afin de bien caler la ligne d'eau qui inonderait la totalité de la plaine alluviale.



**Figure 151 : Niveau intermédiaire à l'amont de Rieux-Minervois.**  
Source : Chave, 2003.

Ce modèle a permis d'obtenir les profils en long et en travers sur les deux biefs définis par Chave. Les profils en travers sont obtenus par un procédé numérique qui consiste à couper transversalement le MNT (Chave, 2003) par une droite reliant chaque extrémité de la plaine alluviale. Mais, pour l'étude du niveau intermédiaire, seules les données issues du bief 3 sont nécessaires (figure 152).



**Figure 152 : Exemple de profils en travers obtenus pour le bief 3.**  
Source : Chave, 2003.

Suite à la construction de ce modèle morpho-topographique, les résultats de la modélisation hydraulique sont les suivants (figure 153).

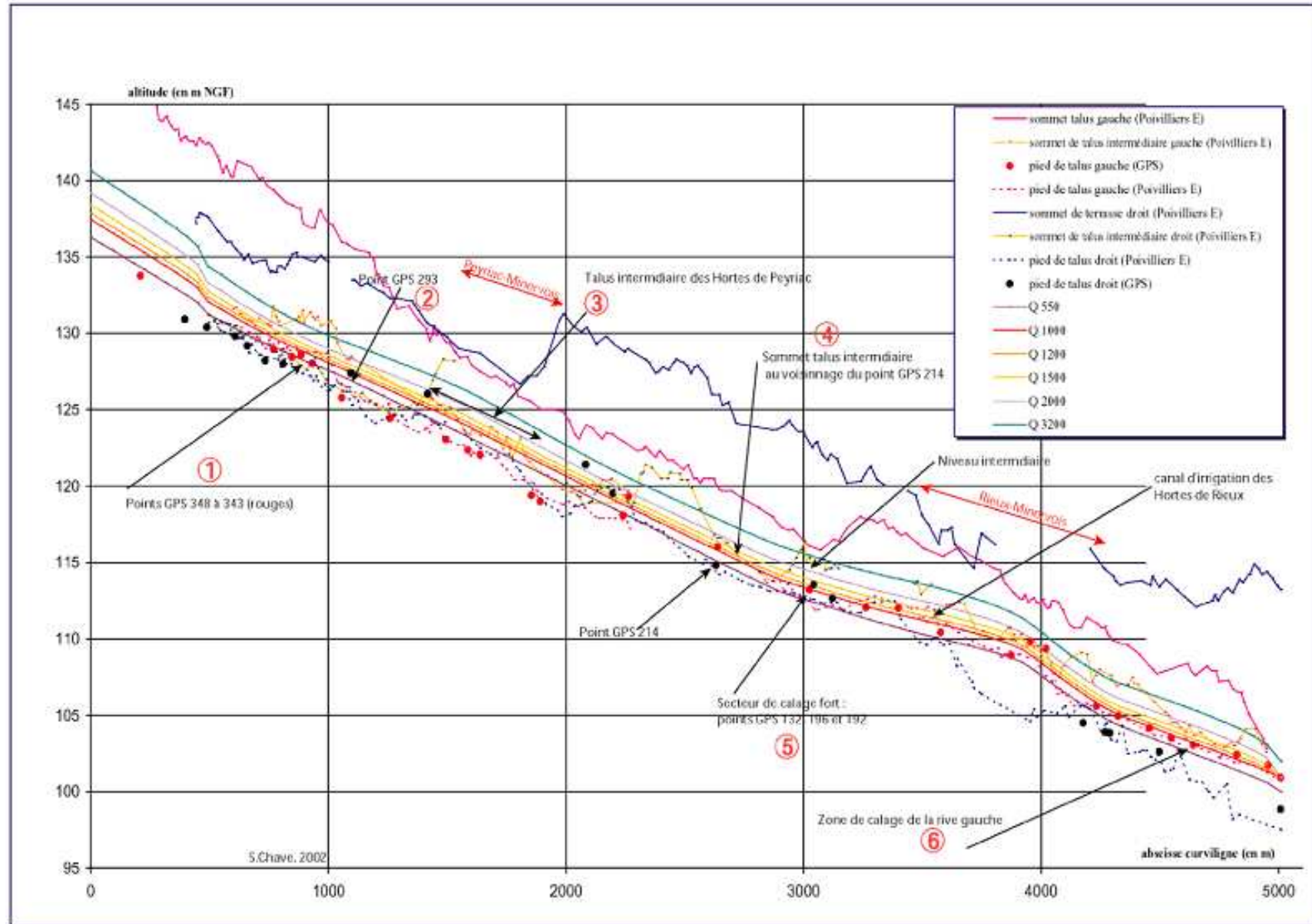


Figure 153 : Profils en long et lignes d'eau résultantes du bief 3.

Source : Chave, 2003.

Après plusieurs itérations, il s'avère que la plaine alluviale fonctionnelle est inondée dans sa totalité (niveau intermédiaire exclu) pour une gamme de débit comprise entre 900 et 1200 m<sup>3</sup>/s. Cet intervalle a été affiné et Chave parvient à une estimation de débit de 1000 m<sup>3</sup>/s. Ce résultat est obtenu en vérifiant que les pieds de talus sont submergés, sans toutefois dépasser les sommets de terrasse les plus bas. Selon lui, cette valeur est celle qui apporte une bonne cohérence générale sur l'ensemble du bief et qui constitue le calage le plus adapté.

Comparons maintenant ces résultats à ceux obtenus lorsqu'on inclut le niveau intermédiaire dans la zone inondable. Le niveau intermédiaire est submersible pour un débit de 3200 m<sup>3</sup>/s. Ce débit est trois fois supérieur au débit potentiellement attendu pour une crue rare à exceptionnelle. C'est pourquoi, nous pouvons conclure que ce niveau n'est pas inondable pour un remplissage minimal de la plaine alluviale fonctionnelle. Nous pouvons apporter ici, quelques précisions quant à l'inondabilité, grâce au témoignage du propriétaire du champ d'oliviers plantés sur le niveau intermédiaire. En effet, celui-ci relate qu'en 1930, la crue a rempli le lit majeur ordinaire mais n'a pas débordé sur le niveau. En 1999, la crue n'a pas rempli le lit majeur ordinaire et s'est arrêtée à la route en limite entre le lit moyen et le lit majeur ordinaire (comme le montre la photo 17 prise depuis la distillerie coopérative).

Comme la valeur du débit qui permet le remplissage intégral de la plaine alluviale est une valeur minimale, il est nécessaire de confronter le débit obtenu pour inonder le niveau intermédiaire à des valeurs de débits mesurés sur d'autres cours d'eau, aux caractéristiques similaires lors d'événements extrêmes.

#### 2.2.2.5.1.2 *Comparaison du débit obtenu par le calcul à ceux mesurés lors des crues exceptionnelles de cours d'eau de l'Hérault, du Gard et des Pyrénées-Orientales*

D'après les comparaisons effectuées par Chave, on constate qu'un débit de 1000 m<sup>3</sup>/s pour un bassin-versant de 84 km<sup>2</sup> (surface du bassin-versant de l'Argent-Double en amont de Rieux-Minervois) fait partie, à cette échelle régionale, des valeurs les plus fortes enregistrées. Un débit supérieur serait donc d'autant plus extraordinaire.

Toutefois, la figure 153 montre que la ligne d'eau correspondant au débit de 3200 m<sup>3</sup>/s ne dépasse pas les sommets des terrasses, ce qui n'exclut donc pas l'inondabilité du niveau intermédiaire pour un niveau de phénomène bien plus élevé. De plus, un cours d'eau comme le Tech, en 1940 a généré un débit de 3500 m<sup>3</sup>/s mais pour un bassin-versant de 483 km<sup>2</sup>. Ce débit est proche de celui attendu pour inonder le niveau intermédiaire mais le bassin-versant est toutefois quatre fois supérieur à celui de l'Argent-Double. Hormis ce cours d'eau, seuls les cours d'eau dont la superficie du bassin-versant est environ dix fois supérieure à celle de l'Argent-Double sont capables de produire de tels débits (tableau 24).

Afin de lever les derniers doutes quant au caractère inondable du niveau intermédiaire, nous nous proposons donc de quantifier le phénomène climatique qui pourrait générer un tel débit. Une fois ce calcul effectué, nous pourrions établir des comparaisons avec les différents records pour savoir si un tel événement météorologique est susceptible de survenir dans les conditions climatiques actuelles.

Cours d'eau	Département	Superficie en km <sup>2</sup>	Date	Débit en m <sup>3</sup> /s
Réart	66	137	10/11/1970	360
Orb	34	120	27/09/1992	480
Rieumassel	30	60	04/10/1958	500
Baillaury	66	137	22/09/1992	520
Crieulon	30	110	04/10/1958	550
Rieutord	34	55	30/09/1958	570
Cady	66	60	17/10/1940	600
Boutes	66	61	17/10/1940	600
Rhône	30	80	03/10/1988	600
Rieumassel	30	60	27/09/1933	800
Vidourle	30	189	27/09/1933	800
Lentilla	66	84	17/10/1940	900
Réart	66	137	26/09/1992	1000
Têt	66	942	26/09/1992	1130
Vidourle	30	189	04/10/1958	1300
Agly	66	569	17/10/1940	1400
Tech	66	729	26/09/1992	1520
Tech	66	109	17/10/1940	1700
Cèze	30	225	30/09/1958	1800
Agly	66	1040	17/10/1940	2000
Hérault	34	310	29/09/2000	2000
Hérault	34	310	30/09/1958	2000
Cèze	30	225	21/09/1890	2000
Gardons	30	323	30/09/1958	2000
Orb	34	1475	07/11/1987	2300
Tech	66	186	17/10/1940	2400
Hérault	34	1240	26/09/1907	2500
Hérault	34	620	30/09/1958	2500
Orb	34	1475	06/12/1953	2500
Gardon	30	323	20/09/1846	2500
Gardon	30	530	19/10/1861	2800
Cèze	30	361	30/09/1958	2800
Gardons	30	530	30/09/1958	3000
Hérault	34	1240	18/10/1868	3200
Hérault	34	1240	9/30/1958	3200
Tech	66	483	10/17/1940	3500
Têt	66	1300	10/17/1940	3600
Tech	66	393	10/17/1940	4200

**Tableau 24 : Quelques débits sur des bassins-versants de L'Hérault, du Gard et des Pyrénées orientales.**

Source : Astier, cité dans Desbordes et Masson, 1994.

#### 2.2.2.5.2. Le calcul de la pluie brute et comparaisons avec les records pluviométriques enregistrés sur la région

##### 2.2.2.5.2.1 *Transformation du débit en pluie brute.*

La transformation du débit en pluie brute se fait par l'intermédiaire de plusieurs équations (Chapitre 2, 4.2.) qui déterminent successivement la hauteur de pluie nette, la rétention potentielle maximale et la pluie brute.

Afin de calculer la hauteur de pluie nette, nous avons appliqué la formule de Ventura permettant de déterminer le temps de concentration. Ce dernier a été calculé pour un bassin-versant de 84 km<sup>2</sup> et une pente de 1,76% soit 0,018 m/m à Rieux-Minervois. On obtient alors 8,68 heures. Chave, dans sa thèse (Chave, 2003) trouve un temps de concentration de 5,9 heures. Cette différence est due au fait que nous n'avons pas utilisé la même équation. De ce fait, un calcul pour ces deux temps de concentration a été effectué. Le temps de concentration étant déterminé, il est à présent possible d'appliquer l'équation qui permet de calculer la pluie nette qui serait nécessaire pour obtenir un débit de 3200 m<sup>3</sup>/s. La hauteur nette calculée est de 1190,4 mm pour un temps de concentration de 8,68 heures et de 809,14 mm pour 5,9 heures.

Grâce à l'équation (4), la rétention potentielle maximale (S) a été calculée. Le Curve Number ayant été fixé par Sylvain Chave à 70, il a été décidé de conserver celui-ci. La rétention potentielle maximale est donc égale à 108,9 mm.

Toutes ces données permettent de compléter la dernière équation (équation 5) afin de déterminer la pluie brute. Pour un temps de concentration de 8,68 heures, une pluie brute de 1212,3 mm est obtenue et pour un temps de concentration de 5,9 heures, la pluie brute n'est plus que de 831,1 mm. Nous pouvons donc dire que le niveau intermédiaire pourrait être inondé s'il tombait environ 140 mm/h pendant au moins 6 heures (puisque le temps de concentration est compris entre 5,9 et 8,68 heures).

##### 2.2.2.5.2.2 *Comparaison avec les différents records pluviométriques*

A l'échelle du midi méditerranéen français, les valeurs présentées permettent de montrer l'improbabilité que survienne une pluie comme celle qui vient d'être calculée (tableau 25).

D'après ce tableau, même le total record des précipitations en 10 heures à Valleraugue (950 mm) ne pourrait pas générer une crue sur l'Argent-Double avec un débit de 3200 m<sup>3</sup>/s. De plus, Valleraugue est situé au pied du Mont Aigoual qui culmine à 1565 m, sur le versant sud des Cévennes. Ces montagnes formant une barrière orographique, les conditions climatiques de ce secteur ne sont pas les mêmes que celles observées sur celui de l'Argent-Double. Il n'est donc pas possible d'accorder de telles valeurs au bassin-versant de l'Argent-Double.

Au final, les valeurs regroupées dans ce tableau permettent de mettre en évidence que des pluies équivalentes à celles nécessaires pour générer un débit de 3200 m<sup>3</sup>/s n'ont jamais été archivées. Donc, pour des conditions climatiques similaires, dans une relative stabilité du système pour une l'échelle temporelle courte, nous pouvons confirmer le fait que le niveau intermédiaire n'est actuellement pas inondable. Il ne s'agit donc pas d'un lit majeur exceptionnel mais d'une terrasse holocène. Il devient donc nécessaire de préciser l'âge des



niveaux qui sont respectivement une terrasse d'accumulation pour celui, en amont de Rieux-Minervois, et une terrasse d'ablation colluvionnée pour celui, en amont de Peyriac-Minervois.

Hauteurs en mm	Durée en heures	Dates	Lieux	Sources
96	0.5	13/06/1986	Chartreuses du Boulou (66)	1
160	1	13/10/1986	Toreilles (66)	1
135	1.5	29/08/1855	Perpignan (66)	1
192	2	12/11/1999	Lézignan-Corbières (11)	4
232	2	22/09/1993	Deaux-Alès (30)	1
313	2	20/05/1868	Molitg-les-Bains (66)	1
312	3	13/10/1981	Salanque	1
335	3	17/10/1940	St Laurent de Cerdans (66)	1
290	4	22/09/1992	Narbonne	1
356	4	13/10/1980	Le Boulou (66)	1
400	4	23/10/1976	St Jean de Cuculles (34)	1
260	5	10/03/1988	Nîmes (30)	1
378	6	13/10/1986	Toreilles (66)	1
420	8	10/03/1988	Mas de Ponge (30)	1
950	10	29/09/2000	Valleraugue (34)	1
>570	12	15/12/1915	Corse	5
507.7	12 ?	31/10/1993	Solenzara (20)	3
792	22	09/10/1825	Joyeuse (07)	1
552	24	12/11/1999	Lézignan-Corbières (11)	4
680	24	09/09/2002	Anduze	5
794	24	31/10/1993	Bavelle (20)	1
828	24	21/09/1890	Valleraugue (34)	5
840	24	16/10/1940	La Llau (66)	2

**Tableau 25 : Hauteurs de pluie remarquables dans le midi méditerranéen français.**

Source : (1) : Desbordes et Masson, 1994 ; (2) : M. A. T. E., 1994 ; (3) : Loye-Pilot et Pasquier, 1994 ; (4) : Stratégis, 2000 ; (5) site internet Météo France, 2002 ; cités dans Chave, 2003.

## 2.2.2.6. Les datations

### 2.2.2.6.1. Les datations relatives

#### 2.2.2.6.1.1 La position topographique et le faciès

Chacun des deux niveaux se situe en contrebas d'une terrasse « rissienne ». Si l'on considère la chronologie des dépôts de plaine alluviale, topographiquement, au-dessous du « Riss », il serait logique de trouver des dépôts « würmiens ». Les dépôts que nous avons décrits ne correspondent ni à la texture, ni à la granulométrie des sables de ceux des lambeaux de terrasses « würmiennes », affleurant uniquement dans la partie aval du cours d'eau. Ces terrasses se sont formées après le Pléistocène. Il s'agit donc de niveaux holocènes.

Un charbon a été trouvé dans une coupe dans la partie amont de la terrasse alluviale, en amont de Rieux-Minervois. Un muret en pierres a été construit afin de maintenir le talus et le chemin. Sur le cadastre napoléonien de 1828, ce chemin se nomme Chemin Bas de Peyriac à Mérinville. Aujourd'hui, il s'agit de la voie communale 7 de Peyriac-Minervois. Plus exactement, le charbon se situait dans un plaquage de sédiments contre le muret. Il s'agit en fait de dépôts, en partie distale, du lit majeur ordinaire mais qui sont régulièrement nettoyés afin de maintenir la fonctionnalité du chemin. Au contact du talus de la terrasse, une partie des dépôts qui s'étaient accumulés sur le chemin a été préservée. Ainsi, la datation du charbon nous indique l'âge des dépôts supérieurs de la partie distale du lit majeur ordinaire et ainsi, un *terminus ante quem* pour les dépôts de la terrasse.

La datation a été effectuée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette. D'après Michel Fontugne, le résultat définitif est de  $10 \pm 30$  ans BP, soit en dates calibrées 1899-1955 AD.

#### 2.2.2.6.1.2 *Le pseudomycélium : un indicateur du temps écoulé.*

Dans les deux tarièrages, la présence de pseudomycélium a été décelée. Il s'agit de fins filaments blanchâtres qui sont le premier stade d'accumulation du carbonate. Ces concentrations ont des causes soit biologiques (baisse de pression partielle de CO<sub>2</sub>) soit physiques (dessiccation en profondeur) (Campy et Macaire, 1989).

La présence de pseudomycélium est attribuée au plus tôt à l'époque moderne et le plus ancien recensé date du début de l'Holocène (Collectif, 2001 et Collectif, 2002). De ce fait, nous pouvons dire que la base du dépôt a au moins quelques centaines d'années.

#### 2.2.2.6.1.3 *Le mâchefer : un indicateur de la limite supérieure de l'intervalle de temps nécessaire à la formation du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.*

Près de la coupe où ont été prélevés les échantillons nommés 2RI, sur la partie amont du niveau intermédiaire de Rieux-Minervois, à 60 centimètres de la base du dépôt, un morceau de mâchefer a été trouvé.

Dans le bassin-versant de l'Argent-Double, il n'existe aucune mine de fer. Lors d'une enquête auprès des habitants, un écrivain local a indiqué l'existence de mines de manganèse (présentes sur les cartes géologique et topographique) rejetant également du mâchefer. Elles se trouvent dans le village de Rieussec, traversé par le cours d'eau du même nom, affluent de l'Argent-Double. Le début de l'activité minière dans cette région date de 3000 ans avant Jésus-Christ. Dès la première guerre mondiale, quelques mines ont été fermées et, hormis les mines d'extraction d'or et d'argent, les dernières mines ont été fermées après la deuxième guerre mondiale ([www.languedoc-roussillon.drire.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.drire.gouv.fr)). Ceci, nous indique alors que le niveau intermédiaire a au moins une cinquantaine d'années. Ces observations confirment le témoignage du propriétaire de la distillerie qui a affirmé que le niveau n'avait pas été inondé par les crues de 1930 et de 1999.

Dans les prélèvements effectués à la tarière sur le niveau, en amont de Rieux-Minervois, un morceau de verre plat et un de porcelaine blanche ont été trouvés à 60 cm de profondeur. Étant donnée la faible profondeur d'enfouissement, ceux-ci peuvent ne pas être en place. En effet, ce champ était auparavant cultivé en vignes et, aujourd'hui, des oliviers les remplacent. Lors de l'arrachage des vignes, d'après un viticulteur, on peut considérer que le premier mètre est remanié. Ensuite, lors de la plantation des oliviers, des trous d'à peu près 1m<sup>3</sup> sont effectués. Les éléments trouvés ne peuvent donc pas servir de base ou de complément pour essayer de donner un âge à ce niveau.

Sur le niveau en amont de Peyriac-Minervois, le même problème se pose. En effet, le fragment de céramique orange se trouvait à environ 70 centimètres de profondeur. Le niveau étant cultivé (vignes), le premier mètre doit être considéré comme remanié.

Ces indices de datations n'ont pas été concluants ici, mais dans d'autres cas (s'ils sont plus nombreux et qu'ils sont effectivement en place), ils peuvent s'avérer très pertinents (Delorme, 2003 ; Ballais et al., 2005).

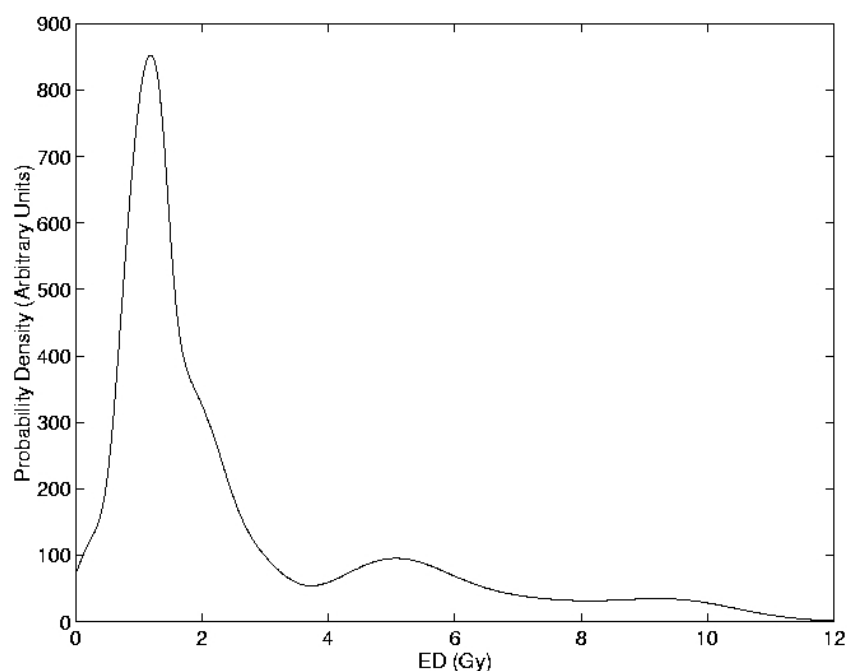
Les datations relatives montrent que l'accumulation des alluvions sur la terrasse, en amont de Rieux-Minervois a commencé, il y a quelques siècles et qu'elle s'est achevée avant ou au début du XX<sup>ème</sup> siècle. Il s'agit donc d'un dépôt holocène récent. La terrasse rocheuse, en amont de Peyriac-Minervois ayant la même position topographique et la même altitude relative, il est possible qu'elle soit contemporaine de la terrasse, en amont de Rieux-Minervois.

Deux échantillons ont été prélevés dans le talus de la terrasse alluviale, en amont de Rieux-Minervois et ont été analysés à School of Chemistry and Physics (University of Adelaide) par Frances Williams (mode de prélèvement et détail des analyses dans le chapitre 2, 3.2.).

Pour les deux échantillons, Frances Williams a communiqué les résultats suivants (Williams, 2006).

L'échantillon FRA1 montre une distribution large et inégale des doses équivalentes, avec une population importante de valeurs faibles et des petits groupes distincts de valeurs fortes (figure 154). Ceci suggère un blanchiment inégal des grains au moment du dépôt, avec un nombre significatif retenant la luminescence de leur histoire géologique précédente. Dans ce type de cas, la population des grains montrant les plus faibles valeurs de dose équivalente est prise pour représenter les grains qui ont été complètement blanchis lors du dépôt. Dans le cas de FRA1, cette population montre un pic très distinct, et la moyenne pondérée de la chute à l'intérieur du pic de la dose équivalente a été prise comme étant la dose acquise avant le dépôt. Bien que cette procédure soit quelque peu subjective, un contrôle a été fait en utilisant « the finite mix statistical model » inventé par R. Galbraith (communication personnelle), qui

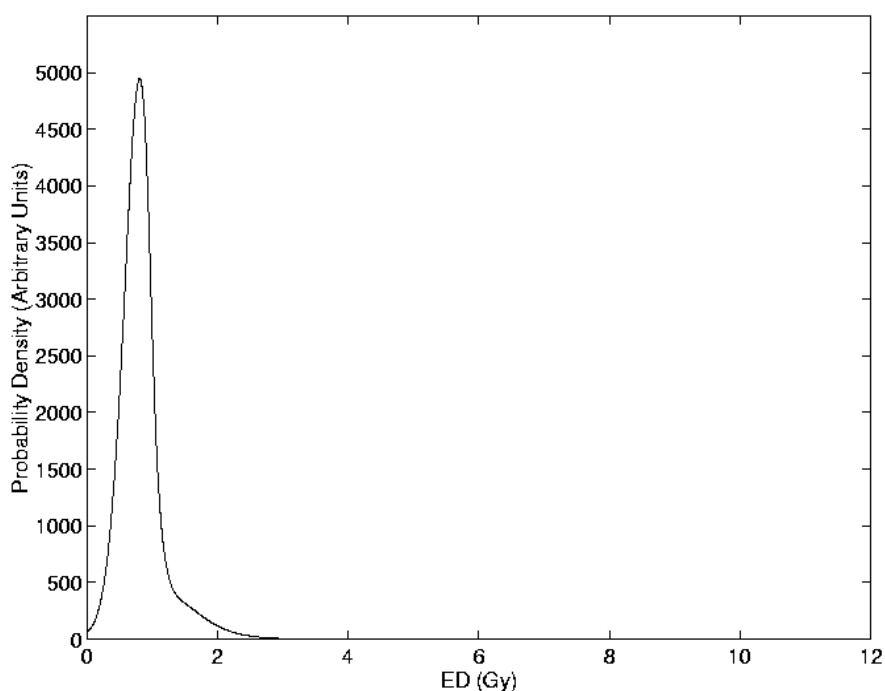
sélectionne la partie des grains qui ont la plus faible dose équivalente. Ceci donne les mêmes résultats que la méthode de l'histogramme.



**Figure 154 : Graphique de la densité de probabilité de la dose équivalente de l'échantillon FRA1.**

Source: Williams, 2006.

L'échantillon FRA3 montre une distribution resserrée et presque symétrique de la dose équivalente (figure 155). Ceci indique que la grande majorité des grains était blanchie complètement au moment du dépôt. La dose équivalente de l'échantillon a été obtenue simplement en prenant la moyenne pondérée de la dose équivalente des aliquotes individuels.



**Figure 155 : Graphique de la densité de probabilité de la dose équivalente de l'échantillon FRA3.**

Source: Williams, 2006.

Les âges des échantillons ont été obtenus en divisant la dose équivalente par le taux de dose environnementale et se trouvent dans le tableau 26. Le terme « âge » signifie le temps écoulé depuis que les grains de quartz n'ont plus été exposés à la lumière.

L'échantillon FRA1 montre un blanchiment inégal au moment de l'enfouissement. L'âge de cet échantillon est de  $410 \pm 50$  ans. FRA3 semble avoir été totalement blanchi au moment de l'enfouissement et son âge est de  $320 \pm 20$  ans. La marge d'erreur inclut l'erreur instrumentale, l'erreur dans la mesure du taux de la dose environnementale et l'erreur dans la détermination de la dose équivalente à partir de la série montrée dans les histogrammes.

Sample	Analysis number	Laboratory code	Depth (m)	cosmic Gy/ka +/- 10%	Dose rate Gy/ka	error	ED (Gy)	error	AGE (years)	error
B	FRA1	AdGL06014	2,70	0,16	2,90	0,05	1,20	0,14	<b>410</b>	<b>50</b>
H	FRA3	AdGL06015	0,54	0,19	2,41	0,05	0,78	0,036	<b>320</b>	<b>20</b>

**Tableau 26 : Détermination de l'âge des échantillons FRA1 et FRA3.**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Williams, 2006.

Ces résultats permettent de déterminer que la base du niveau s'est mise en place dans l'intervalle (1546 ; 1646) et le sommet dans l'intervalle (1666 ; 1706). Ainsi, ces datations indiquent que la période de dépôt de la terrasse alluviale est la période moderne. Il s'agit donc d'une terrasse historique. Nous reviendrons sur la chronologie plus précise des dépôts dans le paragraphe 2.3.1.2.

## 2.2.2.7. Conclusion

Les analyses sédimentologiques ont démontré que les niveaux intermédiaires situés respectivement en amont de Peyriac-Minervois et en amont de Rieux-Minervois présentent des dynamiques de mise en place différentes.

Le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois est une terrasse rocheuse. Sa position, en sortie de gorges n'étant pas favorable au dépôt, ce sont des colluvions qui sont venues recouvrir cette surface après l'incision du lit mineur. Les analyses chimiques montrent que le colluvionnement a été continu. La route qui mène à Trausse, en position de talweg, permet l'apport d'alluvions fines lors d'événements pluvieux extrêmes.

Pour le niveau en amont de Rieux-Minervois, les analyses ont démontré le caractère alluvial de la formation et ont permis d'en définir les caractéristiques majeures. Ainsi, dans le paragraphe 2.3., les caractéristiques qui seront résumées ici, permettront de comparer ce niveau aux terrasses historiques mises en évidence sur d'autres cours d'eau.

Le niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois a une texture limono-sableuse. Il existe un grano-classement vertical avec des sédiments plus grossiers à la base et plus fins au sommet. Les courbes granulométriques de la fraction sableuse de type hyperbolique montrent la prédominance des particules fines ce qui est dû à un dépôt en eau calme (de type décantation). Les différents indices témoignent de la faiblesse de l'hydrodynamisme, ce qui a été confirmé par l'établissement de l'image C/M qui définit un transport en « pelagic suspension » (Passega, 1963). Les analyses chimiques montrent que la sédimentation n'a pas



été continue mais l'absence de réelle évolution pédologique laisse penser que ces pauses ont été courtes. La modélisation hydraulique (Chave, 2003) a permis de définir le caractère non-inondable du niveau, pour des conditions climatiques similaires, dans une relative stabilité du système, pour une l'échelle temporelle courte. Ce niveau n'est donc pas d'un lit majeur exceptionnel mais d'une terrasse constituée d'une formation extrêmement fine. Les datations relatives et à l'O.S.L. vont toutes dans le sens d'un dépôt de l'époque moderne. Nous démontrerons la cohérence de ces résultats en les confrontant à ceux obtenus plus en aval, à La Redorte (paragraphe 2.3.1.3.1. de ce chapitre).

D'un point de vue cartographique (Ballais et Delorme-Laurent, 2006), il est important de bien faire la distinction entre un lit majeur exceptionnel et une terrasse alluviale holocène car même si les formations qui les constituent se ressemblent beaucoup, l'un est fonctionnel et l'autre ne l'est plus. Dans le cas de l'existence d'une terrasse holocène, la limite de la zone inondable est donc située au pied de son talus et non pas au pied du talus de la dernière terrasse pléistocène, et si la limite est nette comme dans ce cas précis, elle est figurée par un trait plein. Afin de faire ressortir cette forme sur la carte, en tant que partie de l'encaissant, il a été nécessaire de créer un nouveau figuré (figure 156). Puisqu'il s'agit d'une terrasse alluviale, nous l'avons figurée en jaune mais comme elle n'est pas pléistocène, ce jaune est plus soutenu que celui qui représente les terrasses pléistocènes. Dans le cas des terrasses rocheuses (figure 156), pour les mêmes raisons que précédemment, il est nécessaire de faire figurer ces formes et nous avons dû créer un taxon puisque ce cas n'était pas prévu dans l'Atlas des Zones Inondables. Il s'agit d'un aplat jaune, pour rappeler qu'il s'agit d'une terrasse, auquel est superposée une trame rose qui rappelle la couleur du substrat.

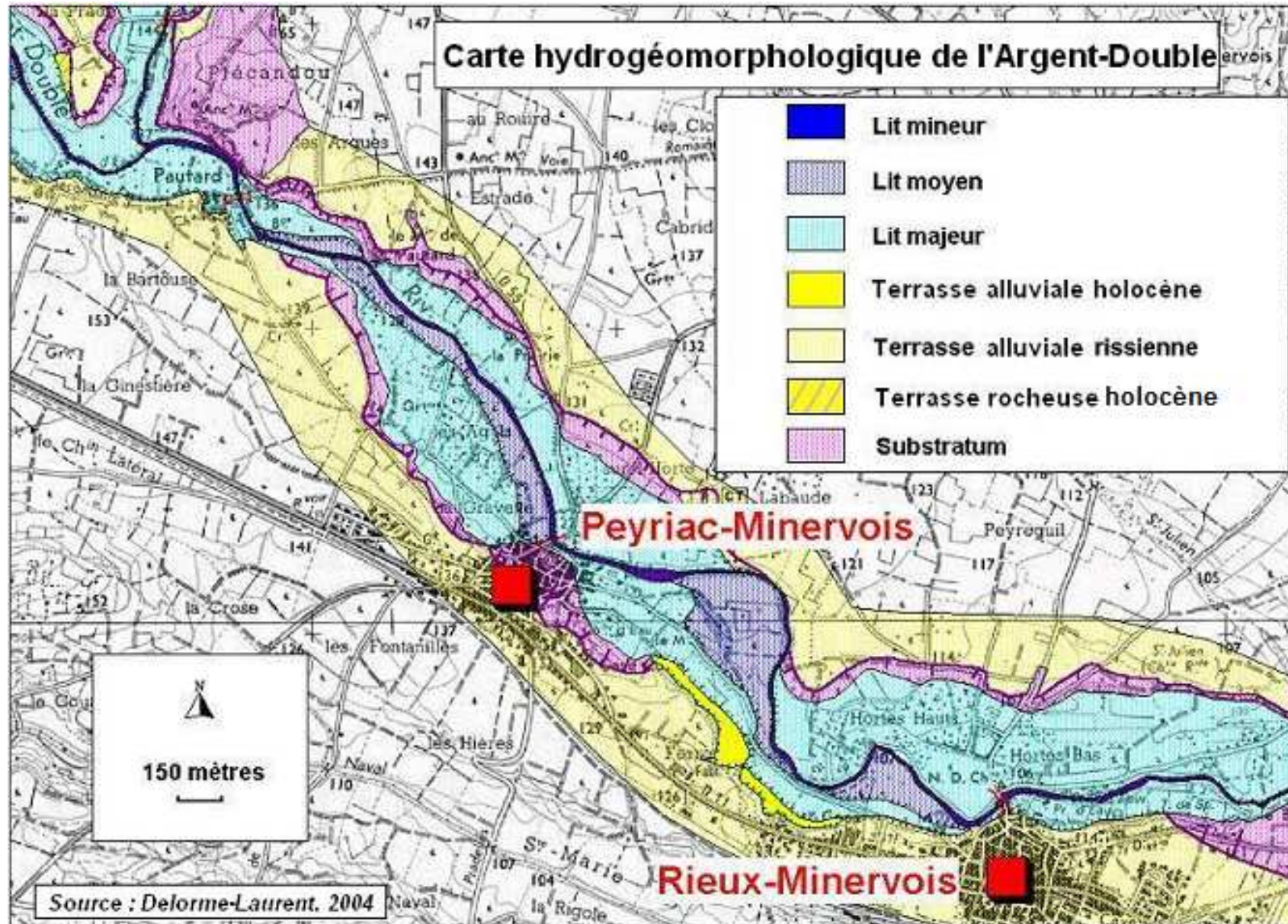


Figure 156 : Cartographie hydrogéomorphologique de l'Argent-Double.

Source : Delorme-Laurent, 2007.

---

## 2.3. La différence de morphogenèse entre lits majeurs exceptionnels et terrasses holocènes

Avant ces travaux, la notion de « lit majeur exceptionnel » était une notion émergente. A partir des observations réalisées, nous avons évoqué les premiers éléments qui concernent leur morphogenèse. Les lits majeurs exceptionnels sont des formes d'accumulation constituées de dépôts alluviaux fins (comme le sont les lits majeurs ordinaires). Cependant, l'épaisseur d'alluvions fines est variable. Il existe des lits majeurs exceptionnels qui sont incipients. Des dépôts alluviaux grossiers (il s'agit de terrasses pléistocènes devenues inondables par exhaussement du lit majeur ordinaire) servent de support aux dépôts actuels, déposés en conditions de faible hydrodynamisme. Ces formes ont un lien étroit avec l'existence de grands trains de méandres, dans ces plaines alluviales. Les lits majeurs exceptionnels constitués de plusieurs mètres de dépôts fins se sont mis en place lorsque ces grands méandres fonctionnaient alors que les lits majeurs exceptionnels incipients sont plus récents. Des précisions seront apportées grâce à l'étude de la chronologie des terrasses holocènes.

La notion de « terrasse holocène » avait déjà été évoquée dans de nombreux travaux, sur les pourtours de la Méditerranée. En effet, de nombreux cours d'eau ont développé des terrasses holocènes mais, en général, on retrouve une terrasse préhistorique et parfois une terrasse préhistorique et une historique (Coque, 1962 ; Vita-Finzi, 1969 ; Williams, 1970 ; Weisrock et Rognon, 1977 ; Ballais, 1991a ; Ballais, 1991b ; Ballais, 1991c ; Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Ballais et Crambes, 1992 ; Ballais et Benazzouz, 1994 ; Ballais, 1995 ; Ballais *et al*, 1995 ; Simone, 2000). Celles observées sur l'Argent-Double et le Bayon sont plus récentes puisque l'une se réfère à l'époque moderne et l'autre à l'époque contemporaine. La particularité de ces terrasses réside non seulement dans leur âge mais également dans les caractéristiques de leurs dépôts. En effet, ces derniers sont en tout point semblables à ceux des lits majeurs exceptionnels et ordinaires. Les lits majeurs exceptionnels et ces terrasses ont les mêmes caractéristiques granulométriques, sont situés dans la même position topographique relative mais les premiers sont inondables alors que les secondes ne le sont plus. Il est donc important d'aborder ici la différence de morphogenèse qu'il existe entre ces deux unités de la plaine alluviale.

La terrasse de l'Argent-Double étant celle dont le caractère non-inondable est avéré de manière certaine, elle servira de base à la réflexion qui sera menée. Après avoir rappelé ses caractéristiques particulières, nous verrons qu'il existe une concordance avec les résultats chronostratigraphiques obtenus plus en aval. Puis, la question sera posée de savoir si les observations faites font que l'évolution chronostratigraphique de cette rivière coïncide avec l'évolution climatique, puis avec les observations chronostratigraphiques établies sur d'autres cours d'eau pour la même période.

Enfin, comme il semble que la seule chose qui différencie ces terrasses des lits majeurs exceptionnels est le fait qu'elles ne soient plus inondables, une ébauche de modèle qualitatif sera élaborée afin de définir les conditions favorables à leur existence. Ainsi, d'autres niveaux intermédiaires pourront être mis en évidence et leur étude permettra la poursuite de ces travaux.

### 2.3.1. Les particularités de la terrasse holocène de l'Argent-Double

#### 2.3.1.1. Sa granulométrie

Neboit-Guilhot (1992) explique que les terrasses historiques autour de la Méditerranée sont particulières car elles présentent des sédiments fins dont la finesse s'accroît vers le sommet. Qui plus est, il précise que les terrasses historiques ont un caractère limoneux, avec une quasi-absence de galets et sables grossiers. Pour lui, ces terrasses se sont mises en place dans un temps très bref ce qui leur confère un caractère de crise morphogénique. La finesse de leurs dépôts serait due à une contraction des espaces forestiers qui provoque l'érosion des sols sur les versants. Ainsi, le splash et le ruissellement diffus ne prendraient en charge que l'humus et les éléments fins. La rapidité de mise en place de ces terrasses serait liée à des changements brutaux dans le bassin-versant. Ce schéma est plutôt bien approprié à la terrasse de l'Argent-Double, ce qui confirme son âge historique.

En effet, sa granulométrie ressemble en tout point aux granulométries observées dans les lits majeurs, et ce sur plus de 3 mètres d'épaisseur. La terrasse alluviale, en amont de Rieux-Minervois présente une grande homogénéité dans ses dépôts, avec une texture limono-sableuse et un grano-classement vertical avec des sédiments plus grossiers à la base et plus fins au sommet. L'analyse des courbes granulométriques de la fraction sableuse confirme la prédominance des particules fines qui résultent d'un dépôt en eau calme (de type décantation). Cette faiblesse de l'hydrodynamisme a été confirmée par l'étude des indices granulométriques et par l'établissement de l'image C/M qui définit un transport en « pelagic suspension » (Passega, 1963). Les analyses chimiques ont montré que la sédimentation n'a pas été continue. L'absence de réelle évolution pédologique montre que les pauses ont été courtes, ce qui témoigne de la rapidité de la mise en place du niveau.

#### 2.3.1.2. Son âge

La deuxième particularité de cette terrasse réside dans les résultats des datations effectuées. En effet, celles-ci placent l'accumulation entre 1546 et 1706 après Jésus-Christ, soit à l'époque moderne. Ceci correspond à la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire (Le Roy-Ladurie, 1983). Les dépôts correspondant à cette période, observés jusqu'ici, se situaient sous les dépôts du lit majeur ordinaire (comme à Vaison-la-Romaine, au niveau de la cathédrale (Ballais *et al.*, 2007)) ou étaient représentés par des apports colluviaux (exemple dans la plaine alluviale du Bayon développé précédemment). Ainsi, bien que l'hypothèse ait été émise, le fait de retrouver une telle accumulation de dépôts fins correspondant au Petit Age Glaciaire sous forme de terrasse est surprenant. En effet, comme nous le verrons, de nombreux articles relatent la mise en évidence de dépôts grossiers, de cours d'eau qui tressent, ce qui n'est pas le cas ici. Certes, l'importance des apports sédimentaires permet de parler de crise détritique, mais ceux-ci sont d'une extrême finesse. Comment expliquer ces différences ? La première explication est que le bassin-versant ne peut fournir d'éléments grossiers. Or, bien que la partie aval de celui-ci est constituée de roches très détritiques (Chapitre 1, 2.1.3.), ne pouvant fournir de cailloux, ce n'est pas le cas de la partie amont.

Ainsi, du fait de la faible altitude de la Montagne Noire, il est possible que les variations de températures (de l'ordre de 1°C) n'ont pas bouleversé sensiblement l'occupation du sol et les dynamiques sur les versants. Les éléments les plus facilement mobilisables ont donc été mis en transit puis déposés. Le Petit Age Glaciaire n'aurait pas un impact et des conséquences homogènes sur l'ensemble du Midi Méditerranéen français, affectant de manière différente les cours d'eau selon leur rang et les caractéristiques de leur bassin-versant.

#### 2.3.1.2.1. La concordance amont-aval

A l'aval, au niveau de La Redorte, Delorme (2004) a mis en évidence la sursédimentation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double, due à la présence du Canal du Midi (depuis 1681). A l'intérieur de la période étudiée (1681–2004), il a montré l'extrême faiblesse de l'accumulation pendant la période moderne. Le XVIII<sup>ème</sup> siècle présente peu de dépôts avec seulement 5 cm de 1681 à 1783. Pour la fin du Petit Âge Glaciaire, c'est à dire de 1783 jusque vers 1850, l'absence de repère chronologique avant 1956 ne permet pas de précision mais, au total, il ne se dépose que 1,53 m de 1681 à 1956 contre 1,42 m depuis 1956.

Ces observations montrent la concordance entre l'amont et l'aval de la rivière. Dans un premier temps, la crise hydrosédimentaire, à l'origine de la terrasse, en amont de Rieux-Minervois, provoque l'accumulation à l'amont, et une quasi-absence de dépôts a lieu à l'aval. Le cours d'eau s'incise dès la fin de l'accumulation de la terrasse, c'est-à-dire postérieurement à 1706. Or, c'est à partir de 1783 que l'accumulation dans le lit majeur ordinaire à l'aval se réamorçait ; la construction du canal du Midi force la sédimentation à son amont. Ainsi, on peut supposer que des débordements amples et non pas des écoulements de type torrentiel très divagants et susceptibles de forts creusements et de sapements de berges ont permis les dépôts qui correspondent à la première partie du Petit Age Glaciaire (bas Moyen-Age et Temps Modernes). A partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle, les crues se sont poursuivies, provoquant le déstockage des sédiments accumulés dans la plaine alluviale fonctionnelle en amont (plutôt qu'une mobilisation de matériel sur les versants) et leur stockage en aval (du fait du blocage par le Canal du Midi). Ces contradictions dans la différence hydrodynamique des crues au sein du Petit Age Glaciaire montrent que les faits hydroclimatiques ne sont qu'un des facteurs qui agissent sur le système fluvial (Calvet *et al.*, 2002).

#### 2.3.1.2.2. La terrasse de l'Argent-Double s'intègre-t-elle aux chronologies du Petit Age Glaciaire déjà établies...?

##### 2.3.1.2.2.1 ...d'un point de vue climatique ?

L'accumulation de la terrasse est en lien étroit avec la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. En effet, les datations obtenues correspondent tout à fait avec la baisse de températures mise en évidence pendant cette période (Frenzel *et al.*, 1991, 1993a, 1993b ; Magny, 1995 ; Rotaru *et al.*, 2006). D'une manière plus précise, si l'on considère les variations climatiques au sein du Petit Age Glaciaire, certains auteurs ont mis en exergue que la première moitié de celui-ci était plus froide que la seconde. En effet, Jousseau (1999)



parle d'un paroxysme froid de 1550 à 1700, un article dans la revue « Pour la Science » décrit une période très froide de 1670 à 1710. Plus précisément, Le Roy-Ladurie (1983) détaille l'existence d'une série assez continue d'hivers rudes pour le sud de la France de 1541 à 1610 alors qu'auparavant, ils étaient plutôt doux et que la récurrence d'hivers rudes était nettement moins forte. Ensuite, de 1730 à 1800, il y a un réchauffement net, puis de nouveau un refroidissement.

Ainsi, l'origine du matériel de la terrasse est davantage à mettre en relation avec une crise climatique qu'avec le poids des sociétés humaines. Cependant, la comparaison des résultats obtenus aux chroniques hydrologiques et aux enregistrements sédimentaires montrera qu'il faut nuancer ces propos.

#### 2.3.1.2.2.2

#### ...d'un point de vue hydrologique ?

Pour la basse vallée du Rhône (Provansal *et al.*, 2002), le Petit Age Glaciaire se caractérise par une fréquence élevée des fortes crues à Arles entre le milieu du XVI<sup>ème</sup> et la fin du XIX<sup>ème</sup>. Deux maxima : 1560-1600 et 1670-1710 encadrent une période plus calme (1600-1670). Les analyses granulométriques des dépôts de la terrasse historique de l'Argent-Double ont mis en évidence deux phases : les dépôts de la base de la coupe ont un grain moyen de 0,14 mm alors que ceux de la partie supérieure ont un grain moyen autour de 0,2 mm. Ces sédiments s'étant déposés entre 1546 et 1706, il est possible que l'activité hydrodynamique de l'Argent-Double ait été synchrone de celle du Rhône.

Miramont *et al.* (1998) ont mis en évidence plusieurs phases dans le comportement hydrologique de la Durance. Dès 1350-1360, une recrudescence de l'activité torrentielle succède à une période de calme hydrologique (Miramont, 1998). Puis, la période 1410-1540 ne connaît que de rares épisodes de crues. En revanche, la période 1540-1590 ressort comme une période de crise hydrologique. « *Les années 1540, et notamment l'année 1544, marquent une rupture dans l'évolution hydrologique et annoncent, à la fin du XVI<sup>e</sup> siècle, une récurrence de crues fréquentes et de forte intensité qui marquent le réveil incontestable des cours d'eau méditerranéens et s'accompagnent d'une importante crise détritique.* » (Miramont *et al.*, 1998). Le début du XVII<sup>e</sup> siècle est encore témoin en Haute-Provence de fréquents orages d'été responsables de nombreux débordements, la fin du XVII<sup>e</sup> siècle et les premières années du XVIII<sup>e</sup> siècle (1680-1710) s'individualisent comme une nouvelle période de crise hydrologique majeure. L'ampleur et l'intensité des crues ont valeur de « maxima » historiques. Miramont *et al.* (1998) notent une brève accalmie entre les années 1730 et 1745, puis, la période 1746-1820 connaît à nouveau une activité hydrologique importante. Enfin, les années 1820-1840 correspondent à un apaisement relatif du phénomène. Elles précèdent la dernière grande période de débordements importants des années 1840-1880.

Selon les datations que nous avons obtenues, les observations faites par Miramont *et al.* (1998) sur la Moyenne Durance rejoignent celles qui concernent la chronologie de la mise en place de la terrasse de l'Argent-Double. En effet, une période de fort détritisme a été nécessaire à l'accumulation. Miramont *et al.* (1998) placent de manière précise la rupture dans l'évolution hydrologique à l'année 1544. Il est fort probable que pour l'Argent-Double, cette rupture se situe vers la même date mais il est impossible d'atteindre une telle précision. La datation (1706) n'a pas été effectuée au sommet de la coupe étudiée donc le dépôt s'est poursuivi. Ainsi, la fin de celui-ci peut tout à fait correspondre à cette accalmie. L'accumulation étant individualisée en terrasse, il est donc nécessaire que des crues soient survenues permettant l'incision postérieure au dépôt qui atteint plus de 3 m de

commandement. Miramont *et al.* (1998) mettent en évidence une nouvelle période d'activité hydrologique importante de 1746 à 1820. Il semble donc qu'on puisse rapprocher le fonctionnement hydrologique au cours du Petit Age Glaciaire de l'Argent-Double de celui de la Moyenne Durance.

Pour l'Aude, Larguier (2001) met en évidence une longue phase sans guère de traces de crues, puis des débordements plus fréquents dans la seconde moitié du XIII<sup>ème</sup> siècle, qui deviennent catastrophiques au XIV<sup>ème</sup> siècle. Il cite alors « *les crues gigantesques qui n'avaient pas eu d'équivalent au cours du millénaire précédent (1307, 1316, 1322)* ». Le XV<sup>ème</sup> siècle serait un siècle de répit, suivi d'un retour des inondations catastrophiques au XVI<sup>ème</sup> siècle avec les crues de 1530, 1534, 1535 et 1584, en phase avec des hivers rudes et un déficit calorique estival justifiant des vendanges tardives. Par rapport à ces observations, nous n'avons pas retrouvé de dépôts concernant la première période d'activité hydrologique intense. En revanche, les dépôts de la terrasse correspondent à la deuxième période mise en évidence.

#### 2.3.1.2.2.3

#### ...d'un point de vue des enregistrements sédimentaires ?

De nombreux travaux ont mis en évidence des dépôts correspondant au Petit Age Glaciaire. Seuls quelques-uns seront repris ici.

Pour le Rhin, Strieder (1988) retrouve des dépôts datant du Petit Age Glaciaire mais sous ceux de la plaine alluviale fonctionnelle. C'est effectivement ce que nous avons observé dans la majorité des cas.

Dans le sud de l'Italie, Brückner (1983) met en évidence 1,5 à 3,5 m de dépôts datés entre le VIII<sup>ème</sup> et le XI<sup>ème</sup> ou XII<sup>ème</sup> siècle. L'enregistrement sédimentaire est plus précoce.

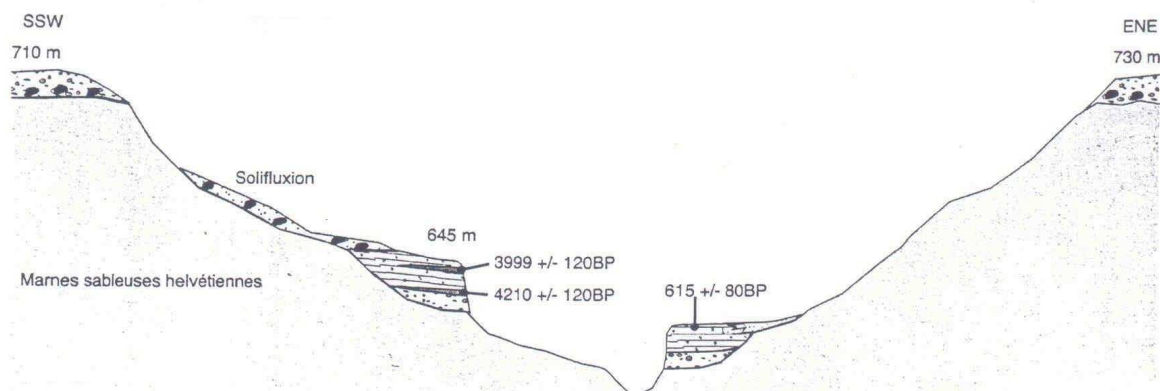
Sur le Danube, Buch (1989) montre que le cours d'eau passe au tressage lors du Petit Age Glaciaire.

En Espagne (Bas Guadalentin), Calmel-Avila (2000) décrit que 5 à 6 m de dépôts correspondent à deux nappes. La première de 2 m d'épaisseur, sablo-limoneuse est antérieure à 1305-1374 après Jésus-Christ. La seconde, constituée de sables grossiers et de graviers, de 3 à 4 m d'épaisseur est contemporaine du Petit Age Glaciaire.

Dans le Bassin Parisien, Pastre *et al.* (2002) montrent un regain des apports limoneux, surtout à partir du XV<sup>ème</sup> siècle. Ce qui est intéressant également, c'est la mise en évidence des dynamiques de versant, en tête de bassin-versant.

Sur la Durance, Jorda *et al.* (2002) mettent en évidence des dépôts très grossiers et à faciès hétérométriques pour la période 1350-1850. Cependant, Jorda et Molina (2004) viennent contredire ces observations et celles de Miramont *et al.* (1998) puisque l'étude de l'Abbaye de Silvacane révèle que les dépôts du Petit Age Glaciaire de la Durance n'excèdent pas 60 cm (peut-on réellement parler de crise détritique ?) et les auteurs les qualifient de dépôts fins de type décantation (ce qui n'est pas en accord avec le faciès très grossier défini précédemment). Cependant Jorda et Molina (2004) concluent que leurs observations sont en accord avec les travaux antérieurs.

Jorda *et al.* (2002) mettent en évidence des terrasses qui correspondent à celle de l'Argent-Double. Il s'agit d'une terrasse datée à  $615 \pm 80$  BP. La description sédimentologique précise n'étant pas disponible dans le texte, la coupe (figure 157) a été échantillonnée et les prélèvements ont été analysés afin d'effectuer des comparaisons fiables.

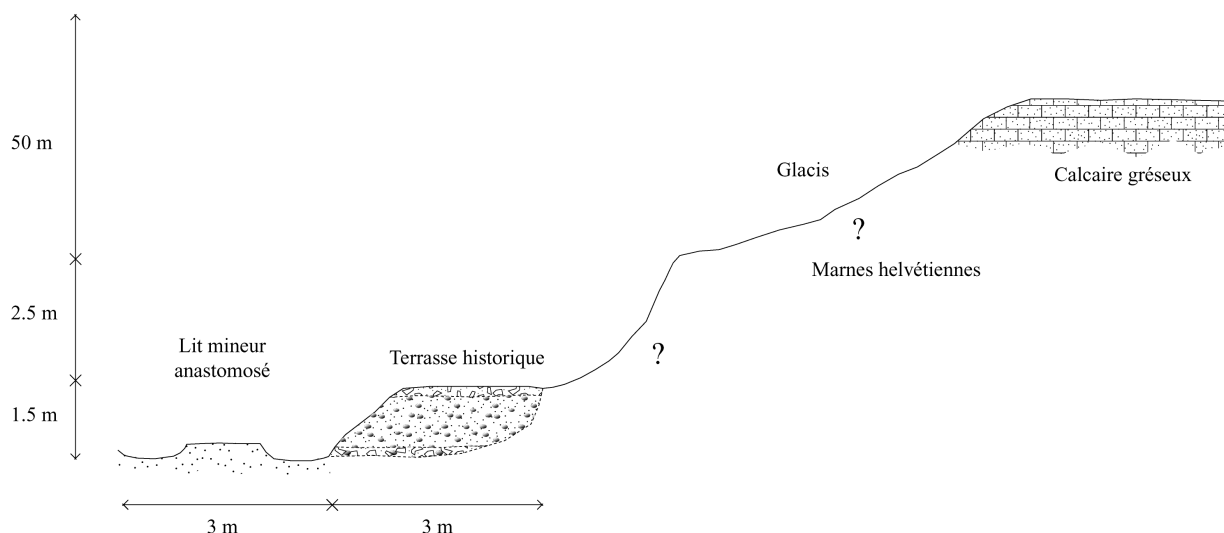


**Figure 157 : Remblaiements holocènes et historiques du Ravin de Beaume. Vallée de la Bléone (Digne).**

Source : Jorda *et al.*, 2002.

Le Ravin de Beaume a un style fluvial complexe dans le secteur où se trouve la coupe puisqu'il s'agit d'un cours d'eau à anastomose. L'observation de la coupe de rive droite montre des différences avec ce que Jorda *et al.* (2002) ont fait figurer (figure 158). En effet, celle-ci présente un faciès sommital grossier (des galets de tailles centimétriques, des cailloux et quelques blocs anguleux sont pris dans une matrice sablo-limoneuse) alors que la figure 157 présente un faciès fin. Une série d'échantillons (CRB I.1, CRB I.2 et CRB I.3) a donc été prélevée du sommet à la base de la formation (annexe 1.1.7). La texture est de plus en plus grossière de la base vers le sommet, avec des pourcentages de ballast évoluant de la manière suivante : 5,3%, 39,2% et 74,5%. Ceci témoigne soit d'un fort hydrodynamisme soit d'apports colluviaux importants. En effet, le ballast est constitué d'éléments gréseux qui rappellent l'affleurement présent au sommet du versant. L'analyse des courbes cumulées de la fraction sableuse permet de faire la part entre les apports longitudinaux et les apports transversaux. L'échantillon CRB I.2 a une courbe de type sigmoïde alors que pour les deux autres échantillons, leur courbe oscille entre une sigmoïde et une droite. Le fait, que l'échantillon CRB I.2 présente une courbe très nette lui confère un caractère alluvial avec un hydrodynamisme assez fort. En revanche, le manque de netteté pour la courbe des deux autres échantillons démontre leur caractère colluvial. En effet, si leur courbe se rapproche d'une sigmoïde, cela est uniquement dû au fait que le substrat du bassin-versant est constitué majoritairement de marnes helvétiques. Ces observations sont confirmées par l'étude des indices granulométriques. En effet, l'échantillon CRB I.2 présente une symétrie alors que CRB I.1 et CRB I.3 ont un indice d'asymétrie négatif. Le tri est meilleur pour l'échantillon CRB I.2 que pour les deux autres.

Ainsi, cette terrasse mise en évidence par Jorda *et al.* (2002) n'est pas une terrasse alluviale qui pourrait s'apparenter à celle de l'Argent-Double mais une construction colluvio-alluviale. Il est à noter que le sommet de celle-ci, daté à  $615 \pm 80$  BP est en fait constitué d'apports de versants. Il ne faut donc pas y voir une augmentation de l'hydrodynamisme avec « des crues torrentielles répétées » du cours d'eau mais une mobilisation efficace du matériel des versants.



**Figure 158 : Coupe de la terrasse historique en rive droite du Ravin de Beaume.**

Source : Delorme-Laurent, 2007.

Dans le bassin-versant de l'Arve, Bravard *et al.* (2002) révèlent des phases d'alluvionnement et de tressage, dues à des crues puissantes et des entrées importantes de charge de fond.

Jacob (2003) montre qu'il existe un fort hydrodynamisme dans les Alpes, de 1760 à 1790 et de 1850 à 1900. Il prolonge le Petit Age Glaciaire jusque vers 1900. Sur le Bayon, nous avons clairement mis en évidence que le dépôt se poursuit au-delà de la fin du Petit age Glaciaire (Le Roy-Ladurie, 1983). En revanche, pour l'Argent-Double, la fin du XIX<sup>ème</sup> et le début du XX<sup>ème</sup> siècle, correspond à l'incision du cours d'eau, en amont de Rieux-Minervois et à l'accumulation, en amont du Canal du Midi, des dépôts déstockés. Jacob (2003) rappelle que si le débit solide excède le débit liquide, il y a accumulation alors que s'il est inférieur, il y a incision (Starkel, 1983). Ceci renvoie donc à l'idée que malgré une continuité des crues au cours du Petit Age Glaciaire, d'autres facteurs interviennent, ce qui modifie le comportement du cours d'eau. Ainsi, il faut donc voir le rôle des versants dans la fourniture de matériel.

Bruneton *et al.* (2002) précisent que « l'expression morphogénique du Petit Age Glaciaire est ambiguë. Sur la Sainte Victoire, seuls les dépôts discontinus ont été datés du 14-15<sup>ème</sup> s. (Ballais et Crambes, 1992). Dans l'Hérault, ce n'est qu'au 18<sup>ème</sup> s. qu'une élévation significative de la granulométrie des dépôts est perçue. Dans les Alpilles, les dépôts modernes sont rares et on observe surtout une incision associée à la canalisation des cours d'eau et à l'aménagement des versants en terrasses. L'essentiel des surfaces est donc protégé de l'érosion, suivant un modèle déjà connu en Provence (Jorda et Provansal, 1990). » et que « l'alluvionnement de la période moderne (15<sup>ème</sup>-19<sup>ème</sup> s.) est faible, contrôlé par les aménagements (Blanchemanche, 2000). »

Allée (2003) met en évidence pour des bassins-versants limousins, une crise qu'il appelle anthropoclimatique au Bas Moyen-Age et aux Temps Modernes. Celle-ci se traduit par une érosion généralisée, une forte hydraulité et de l'alluvionnement dans la totalité du système fluvial. Si on détaille cette crise, elle démarre dans la deuxième moitié du XV<sup>ème</sup> siècle. Le maximum du détritisme a lieu entre le début du XVI<sup>ème</sup> et la fin du XVI<sup>ème</sup> ou le début du XVII<sup>ème</sup> siècle. Un dernier pic dont la production sédimentaire est moindre et dont les crues ont une occurrence plus faible a lieu vers la fin du XVII<sup>ème</sup> ou la fin du XVIII<sup>ème</sup>. Entre chaque période paroxysmique, s'intercalent des périodes de calme. Au-delà, il y a une reprise de l'incision. Sur le Mont Lozère, le démarrage est plus précoce (dès la deuxième

moitié du XIV<sup>ème</sup> siècle). Le paroxysme de la crise se situe au XIX<sup>ème</sup> siècle. Dans ce massif, ce qu'il faut retenir, c'est la durée de la crise (environ 6 siècles). Dans le massif des Maures, il y a une métamorphose des cours d'eau de rang 2 et 3 due à l'injection massive d'éléments fins et formations de remblaiements alluviaux polygéniques. La figure suivante (figure 159) montre des similitudes entre la chronologie de la crise anthropoclimatique mise en évidence par Allée dans les bassins-versants du Limousin, du Mont Lozère et du Massif des Maures avec celle qui a eu lieu sur l'Argent-Double. De même, l'auteur détaille quelques arguments permettant de justifier la genèse de terrasses aux caractéristiques identiques à celle de l'Argent-Double : *« La cicatrisation et la végétalisation des décapages et des ravinements ont accompagné naturellement l'allègement et la fin du Petit Age Glaciaire. La fin de cette crise hydrosédimentaire a entraîné une phase de relaxation des systèmes fluviaux. Elle se manifeste par l'incision du lit mineur dans les nappes alluviales finiholocènes, faisant évoluer localement l'ancien lit majeur en basse terrasse »*.

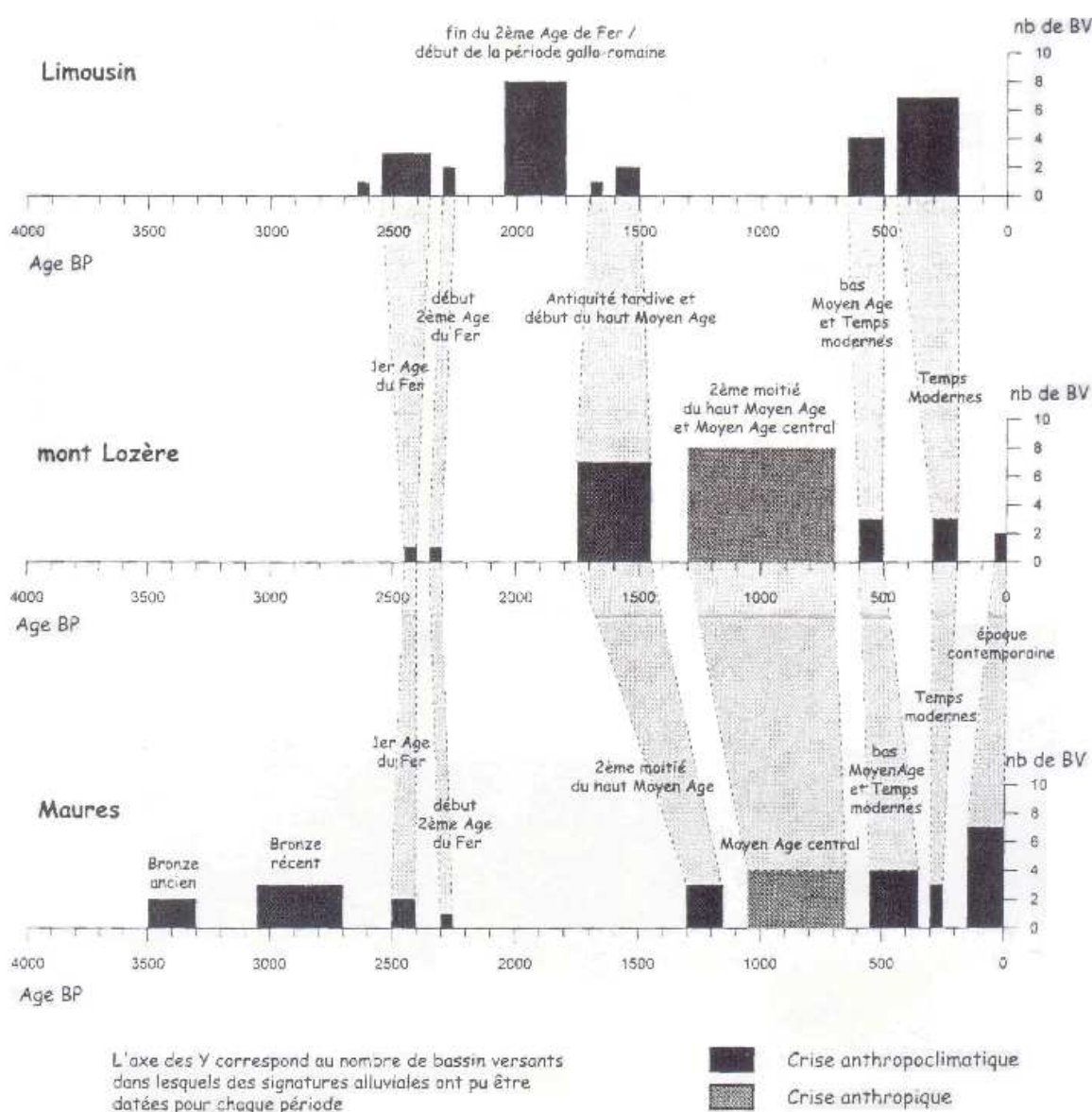


Figure 159 : La périodisation détaillée des crises détritiques finiholocènes.  
Source : Allée, 2003.



Un second auteur a également fait des observations qui correspondent tout à fait avec les nôtres. Calvet *et al.* (2002) établissent une synthèse sur les cours d'eau des Pyrénées Orientales. 11 m de dépôts post-romains ont été observés à Sallèles et, post XII<sup>ème</sup> siècle, 2 à 3 m de dépôts en moyenne et des records atteignant 7 m ont été constatés. Ces dépôts ne sont pas réguliers et ne semblent pas se prolonger au-delà du XVII<sup>ème</sup> siècle. *« Les dépôts qui enfouissent les sites étudiés n'ont pas fait l'objet d'une analyse sédimentologique précise mais leur examen sommaire suffit à montrer qu'il s'agit pour l'essentiel d'une sédimentation de plaine alluviale fort tranquille, même tout prêt des chenaux actifs. Partout, les limons de crue, un peu sableux, parfois très fins, dominent presque exclusivement. »*. Ce sont donc les mêmes observations que celles réalisées sur l'Argent-Double. De même, ils soulignent qu'« *il est étrange que les crues cataclysmiques de la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle en particulier, dont les dégâts jusqu'en Salanque et sur la basse Têt sont bien répertoriés par les archives, n'aient pas contribué plus activement à cette sédimentation. E. Delonca relève 25 crues pour le XVIII<sup>ème</sup> siècle et B. Desailly retient 12 événements majeurs, parmi lesquels il faut rappeler la série dramatique de 1763, 1766, 1772, 1777, événements que Cl. Bénech considère comme largement équivalents ou supérieurs à 1940.* ». Cette interrogation vient étayer l'hypothèse que les crues au-delà du XVIII<sup>ème</sup> siècle ont perduré mais ont permis l'incision du cours d'eau et le déblaiement d'une partie des dépôts en amont, qui ont été piégés plus à l'aval du fait de la construction du Canal du Midi. Ces différences de conséquences des crues du Petit Age Glaciaire montrent que les faits hydroclimatiques ne sont qu'un des facteurs qui agissent sur le système fluvial. Calvet *et al.* (2002) supposent que ceci est dû, au moins en partie aux effets bénéfiques des travaux de protection ou de chenalisation. Mais cette explication seule leur semble insuffisante. Un autre argument fourni par Allée (2003) serait celui de la mise en place du reboisement par les lois de 1860 et 1882. Mais celles-ci sont tardives par rapport à la date présumée de l'incision. Ainsi, les travaux consécutifs à l'aménagement du Canal du Midi et une mutation de l'occupation des versants peuvent être des explications du changement dans l'activité hydrodynamique de la rivière. Calvet *et al.* (2002) soulignent que *« la part de l'homme n'est pas nécessairement prépondérante dans le déclenchement de l'érosion car, s'il est bien responsable d'amples mutations des paysages végétaux, le couvert naturel dense, comme on a pu maintes fois le constater à l'occasion des aiguats récents, ne préserve pas toujours les versants des effets destructeurs des abats d'eau exceptionnels »*. En revanche, ils précisent qu'à *« l'époque moderne et contemporaine, (...) les auteurs évoquent une véritable « crise écologique », liée à la conjonction de la forte activité des forges, de la grande transhumance et de la surpopulation des hauts pays »*. Serait-ce également le cas dans le département voisin ? Malgré tout, comme nous le pensions, ils explicitent que *« la crise qui s'ouvre au XIII<sup>ème</sup> siècle aurait des racines naturelles avant tout », mais qu'« il ne faut pas négliger l'effet de l'abandon des terroirs dans les bas et moyens pays lors de la grande peste et le recul démographique du XIV<sup>ème</sup>, ici comme ailleurs très marqué. On s'expliquerait bien ainsi l'ampleur de la sédimentation limoneuse, liée à des crues inondantes très fréquentes mais de module plus modeste (...), les aiguats excessifs n'ayant ajouté qu'une part subsidiaire à cet alluvionnement régulier »*.

La sédimentation de la terrasse historique de l'Argent-Double témoigne d'une crise anthropoclimatique (Allée, 2003), mais des recherches ultérieures notamment dans l'évolution précise de l'occupation du sol, sont nécessaires afin d'étayer ces propos.

Une première approche de l'évolution de l'occupation du sol sera exposée à travers l'histoire de la viticulture en Languedoc-Roussillon ([www.logassist.com](http://www.logassist.com)). Celle-ci devra être complétée par des recherches plus précises.

Au VII<sup>ème</sup> siècle avant J. C., les Gaulois ignoraient la viticulture. C'est vers le milieu de ce siècle que les premiers trafiquants étrusques proposent aux populations locales des amphores vinaires et des vases à boire en échange de métaux utilisés dans la fabrication des bronzes. Vers l'an 600 avant J.C., la diffusion des vins grecs a pris de plus en plus d'importance et va conduire à la naissance du premier vignoble Gaulois à Marseille qui connaîtra une prospérité exclusive durant 400 ans. La viticulture qui avait tellement prospéré sous l'Empire Romain va régresser jusqu'à presque disparaître après la chute de celui-ci. Les causes de cette régression sont les dévastations perpétuelles puis, la volonté de Charlemagne de limiter la culture de la vigne pour favoriser celle des céréales, nécessaires à la survie du peuple. Le vignoble survivra au haut Moyen-Age grâce aux moines. Lorsque l'empire de Charlemagne se désagrège, la région connaît une période de prospérité qui prendra fin au début du XIII<sup>ème</sup> siècle avec la croisade des Albigeois. La culture de la terre (et donc de la vigne) ne reprend qu'à partir de la promulgation de l'Edit de Nantes, en 1598. Or, c'est à cette période que commence à s'accumuler la terrasse de l'Argent-Double. Malgré des années de prospérité, la fin du XVII<sup>ème</sup> siècle est marquée par les mesures entreprises contre les protestants, entraînant une forte émigration. En 1708, l'hiver est si rigoureux que le gel tue une partie du vignoble. Au début du XVIII<sup>ème</sup> siècle, beaucoup de terres ont été abandonnées. Cet abandon est contemporain de la période d'accalmie mise en évidence par le faible taux de sédimentation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double, en amont du Canal du Midi, entre 1681 et 1783. Au XVIII<sup>ème</sup> siècle, l'essor de l'industrie textile, des mégisseries et des mines s'accompagne d'une reconquête progressive de l'activité viticole. Ce n'est qu'à partir de la première moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle, que la viticulture languedocienne va connaître un essor important grâce à l'invention de l'alambic et au développement du chemin de fer qui facilite les exportations. Jusqu'à la première moitié du XIX<sup>ème</sup>, la végétalisation des versants ne permet pas la mobilisation de matériel. Cela justifie que le cours de l'Argent-Double se soit incisé à l'amont, déstockant une partie du matériel précédemment accumulé qui a ensuite été piégé en aval, par la présence du Canal du Midi. L'essor important de la viticulture à partir de la première moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle est un des facteurs qui explique que l'accumulation se poursuit au-delà de la fin du Petit âge Glaciaire (Le Roy-Ladurie, 1983).

### 2.3.2.      **Elaboration d'un « modèle qualitatif » morpho-topo-lithologique**

Les terrasses historique et contemporaine, respectivement de l'Argent-Double et du Bayon se différencient des lits majeurs exceptionnels (qui présentent une importante accumulation fine) par le fait que ces surfaces sont hors de la zone inondable. Elles mettent en avant deux logiques contradictoires. Nous avons démontré que d'une manière générale, l'accumulation se poursuit dans les lits majeurs ordinaires. Donc, à débit égal, de nouvelles surfaces vont devenir inondables et la sédimentation en lit majeur continuera. Comment expliquer alors que sur ces deux cours d'eau, les dépôts ont évolué en terrasse ? Dans le cas des lits majeurs exceptionnels, l'incision postérieure à l'accumulation n'a pas été suffisante pour mettre ces surfaces hors de portée des crues extrêmes alors que dans le cas des terrasses, l'incision a été telle que même les crues les plus rares ne peuvent plus atteindre ces surfaces et ce malgré l'exhaussement du lit majeur ordinaire.

Finalement, la plus grande particularité de l'accumulation de dépôts fins de l'Argent-Double et du Bayon est le fait que l'incision postérieure en a fait des terrasses. Il est donc

nécessaire de comprendre pourquoi certains cours d'eau ont incisé et dégagé des terrasses alors que d'autres n'ont pas suffisamment incisé ou sont entrain de construire des lits majeurs exceptionnels. La comparaison de la sédimentation dans la plaine alluviale fonctionnelle de l'Argent-Double avec celle dans la plaine alluviale du Ruisseau d'Aiguille montre que le rang est un facteur qu'il ne faudra pas négliger.

Ces recherches, à partir de 9 niveaux intermédiaires ont permis d'apporter des améliorations à la méthode hydrogéomorphologique, d'enrichir la chronologie des dépôts holocènes et de l'évolution des cours d'eau. Cependant, afin de comprendre pourquoi l'incision est différente selon les cours d'eau, il sera nécessaire de poursuivre les recherches et de mettre en évidence de nouveaux niveaux intermédiaires. Afin d'orienter les recherches à venir, un « modèle morpho-topo-lithologique » a été élaboré en tenant compte des caractéristiques des bassins-versants, du réseau hydrographique qui peuvent expliquer la présence des niveaux intermédiaires.

D'une manière générale, tous les cours d'eau qui ont développé des niveaux intermédiaires sont des cours d'eau dont le bassin-versant présente de forts contrastes qui sont interdépendants. Le premier contraste est celui de la pente, en effet les dénivelées sont fortes dans les parties amont et nettement plus faibles dans les parties aval. La présence de pentes fortes en amont et d'un bassin sédimentaire en aval est une situation très commune autour du bassin Méditerranéen. Ceci explique peut être le grand nombre de niveaux observés. Le deuxième point de contraste est en lien direct avec le précédent puisqu'il concerne la nature lithologique. En effet, il a été constaté que, d'une manière générale, les bassins-versants étudiés présentent dans leur partie amont des substrats cohérents alors que dans leur partie aval, il est davantage meuble. Il existe donc un contraste de dureté et de sensibilité à l'ablation ainsi qu'un contraste de perméabilité.

Le dernier point général concerne l'occupation du sol car dans tous ces bassins-versants, la culture de la vigne a été mise en place très tôt, dès l'Antiquité. Ce type de culture, comme nous l'avons vu a tendance à accentuer l'ablation des versants et donc à permettre la fourniture de matériaux. Cette fourniture est nécessaire à la construction des niveaux intermédiaires qui sont des niveaux d'accumulation ou bien, à l'exhaussement des lits majeurs qui provoque une élévation de la ligne d'eau et ainsi, la submersion de nouvelles surfaces.

Du point de vue de la morphométrie de la vallée, la grande majorité de ces niveaux s'est développée à la sortie des gorges. La perte de vitesse engendrée par l'élargissement de la plaine alluviale, provoque une rupture dans l'hydrodynamisme et force le dépôt. Ceci expliquerait, la présence de ces niveaux en sortie de gorges. Le style méandrique est également propice à leur développement par les déplacements et les recoupements des méandres.

Ainsi, nous pouvons d'ores et déjà nous poser la question de savoir quels cours d'eau sont susceptibles de réunir ces conditions, ce qui orientera les recherches à venir. Tout d'abord, elles se concentreront sur le Tech puisque pour cause de travaux et de manque de temps sur le terrain, celles-ci n'ont pas encore abouti. Puis, il a été découvert récemment, un niveau intermédiaire, sur la Cèze, en amont de la commune de Bagnols-sur-Cèze et, un sur l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu. Enfin, il faudra commencer à examiner de plus près les cours d'eau méditerranéens dont les caractéristiques se rapprochent de celles mises en évidence ici car la probabilité de retrouver des niveaux intermédiaires est alors forte. Nous pensons donc aux cours d'eau des Corbières et, notamment aux affluents de l'Orbieu comme la Nielle et, aux affluents de rive gauche de l'Aude comme l'Ognon. Il est également envisagé de travailler sur des cours d'eau tels que l'Orb et l'Hérault.

Cependant, bien que ce modèle puisse s'avérer efficace pour faire avancer les recherches, il est nécessaire de rappeler que celui-ci est incomplet car des facteurs nous échappent encore à l'heure actuelle. Les nouveaux exemples permettront de l'affiner et de l'améliorer. En effet, on sait d'ores et déjà qu'en Tunisie, par exemple, ce modèle ne peut s'appliquer en dehors de l'Oued Leben qui présente l'exemple de lit majeur exceptionnel, de type accumulation, le plus vaste (qui prend sa source dans des collines calcaires en amont et qui se développe dans des argiles à l'aval). En effet, d'autres oueds présentent des lits majeurs exceptionnels mais n'ont pas les caractéristiques évoquées précédemment (Zaghdoud, en cours).

## 2.4. Conclusion du chapitre

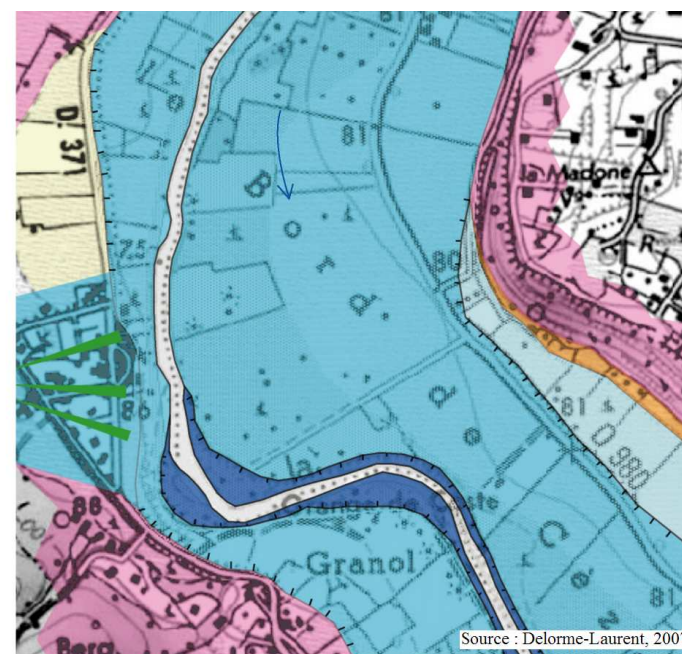
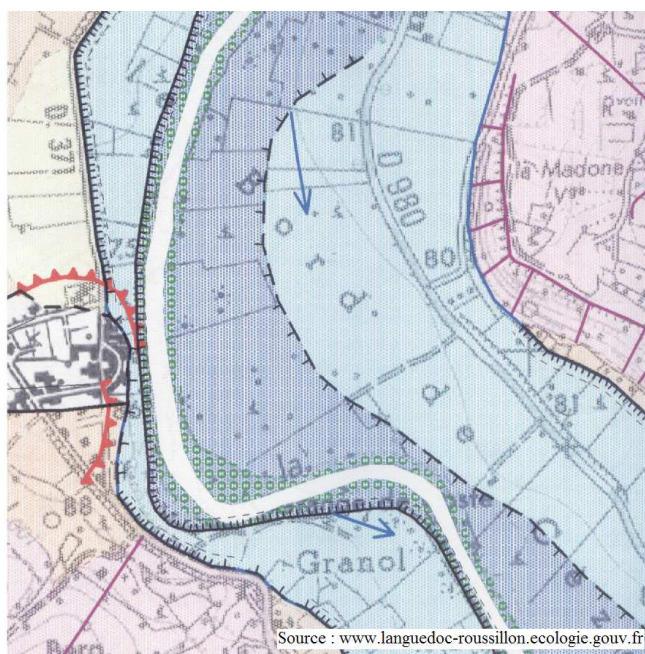
Pour permettre l'amélioration de la cartographie des zones inondables par la méthode hydrogéomorphologique, il a fallu avoir une vision dynamique du système et prendre en compte son évolution de manière globale. De même, il a été nécessaire de considérer à une échelle plus grande l'évolution de certaines des formes et formations qui le constituent. En effet, ces travaux ont permis de développer des études de cas précis pour des points qui n'avaient été qu'évoqués lors de la rédaction de l'ouvrage de référence (Masson *et al.*, 1996) et, des éléments nouveaux ont été apportés tant du point de vue des méthodes que de la morphologie des plaines alluviales fonctionnelles. Cependant, l'application reste et doit rester simple et peu coûteuse. Ainsi, il n'est pas nécessaire d'utiliser certaines méthodes lourdes (qui ont été mises en place ici pour la nécessité de la démonstration et dans le cadre de l'apport à la recherche fondamentale) pour résoudre des problèmes de cartographie. Ces travaux qu'il sera nécessaire de compléter se veulent le plus exhaustif possible dans l'état actuel des connaissances. Cette exhaustivité permettra éventuellement aux utilisateurs de la méthode d'avoir un support auquel se référer, s'ils observent sur le terrain un des cas étudiés ou bien, de connaître les différents outils disponibles (à coût plus ou moins élevé) permettant de lever les difficultés auxquelles ils sont confrontés.

Cependant, la cartographie scientifique faite par le géomorphologue est fournie au maître d'œuvre (service de l'Etat). Ce service valide ou non la carte réalisée et la propose au maître d'ouvrage. Elle est ensuite négociée avec les élus. C'est donc le résultat de cette négociation qui constitue le document final. A chaque étape, il peut donc y avoir des erreurs ou des modifications et, le résultat final n'est plus une cartographie scientifique objective. Ainsi, il est possible que le document final présente des erreurs qui ont pu survenir soit au moment de la réalisation du document de base, soit à chacune des étapes intermédiaires. Le but de nos recherches est donc que le document final soit le meilleur possible, en améliorant la méthode de cartographie hydrogéomorphologique car il n'est pas possible d'influer sur les processus administratifs (et politiques). Deux exemples seront développés afin de montrer que malgré des fondements simples, il est parfois difficile de produire des cartes qui reflètent fidèlement la réalité du terrain. Le premier exemple est celui de la Cèze, en aval de Saint-André-de-Roquepertuis qui montre clairement des erreurs dans l'interprétation des formes et la non-prise en compte de la morphologie de la plaine alluviale. Le second exemple sera celui de l'Eze à Pertuis. Ici, à partir d'une cartographie hydrogéomorphologique (Masson *et al.*, 1996 ; Garry, 1994), une ré-interprétation a été produite, dans laquelle de nombreuses erreurs ont été introduites (Garry et Graszka, 1999). Ces deux exemples justifient l'importance des travaux réalisés et celle de les poursuivre.

*L'exemple de la Cèze à Saint-André-de-Roquepertuis (figure 160)*

La cartographie de gauche présente un lit moyen qui n'a pas de limite géomorphologique. En effet, la limite qui a été fixée est totalement arbitraire puisqu'elle ne correspond à aucune discontinuité. Dans ce secteur, qui a été étudié précédemment, nous avons vu qu'il existe un lit majeur exceptionnel. Sur cette cartographie, il est figuré en lit majeur ordinaire alors qu'un talus de plus de 2 m sépare les deux lits. On aurait pu comprendre qu'il soit cartographié en terrasse (la nappe alluviale pléistocène qui constitue la base de la coupe, affleure très nettement dans le talus) car si nous n'avions pas bénéficié des indications apportées par la crue de 2002, il aurait été difficile de définir cette surface. Après chaque grande crue, les changements importants dans la morphologie de la plaine alluviale ou de légères corrections devraient être apportées aux cartographies. D'un point de vue du risque, ces indications ne sont pas les plus importantes. En revanche, en rive droite, une partie de la carte est figurée en blanc (des barbules rouges, en général utilisées pour les interventions anthropiques délimitent la forme) alors qu'il s'agit d'un cône de déjection. Ceci peut s'expliquer par le fait que si le cahier des charges ne mentionne pas explicitement de cartographier les affluents, il n'y a pas de raison pour que cela soit fait. Cependant, des bureaux d'études comme SIEE cartographient systématiquement une partie du linéaire des affluents afin de montrer que le risque n'est pas nul mais au contraire plus important sur ce secteur. Ici, du blanc a été laissé et un figuré rouge marque un talus. L'encaissant présente un coloris orange ce qui traduit la présence de colluvions, ce qui n'est pas cohérent avec la présence d'un cône alluvial. Cet oubli ou cette erreur peut avoir des conséquences dramatiques en terme d'aménagement puisque si on se fie à ce document, une absence de risque est notifiée là où, au contraire, celui-ci est sans doute le plus fort.





Plaine alluviale fonctionnelle	
	Lit mineur
	Lit moyen
	Lit majeur
Encaissant	
	Terrasse alluviale
	Versant
	Colluvions
	Versant
Dynamisme de la rivière	
	Axe d'écoulement en crue
Forêt riveraine	
	Forêt riveraine

Plaine alluviale fonctionnelle	
	Lit mineur
	Lit moyen
	Lit majeur ordinaire
	Lit majeur exceptionnel
	Axe d'écoulement préférentiel
	Cône de déjection
Encaissant	
	Substrat
	Colluvions

Figure 160 : .Cartographies hydrogéomorphologiques de la Cèze, à l'aval de Sain-André-de-Roquepertuis.  
Source : [www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr) et Delorme-Laurent, 2007.

Le titre du document (noté A sur la figure) prête à confusion (figure 161). En effet, celui-ci stipule qu'il s'agit d'une cartographie hydrogéomorphologique alors que dans les faits, cela n'est pas le cas. La légende fait référence à des « zones directement exposées » et des « zones non directement exposées » (noté B sur la figure). D'après les taxons constituant ces deux points de légende, il semble que les « zones non directement exposées » correspondent à peu près la zone inondable. En revanche, pour les « zones non directement exposées », elles correspondent à l'encaissant donc effectivement, elles ne sont pas exposées au risque d'inondation fluviale. Elles peuvent cependant être soumises à un aléa pluvial qui n'est pas l'objet de la cartographie hydrogéomorphologique. Ainsi, les taxons constituant cette partie de légende ne correspondent pas au titre.

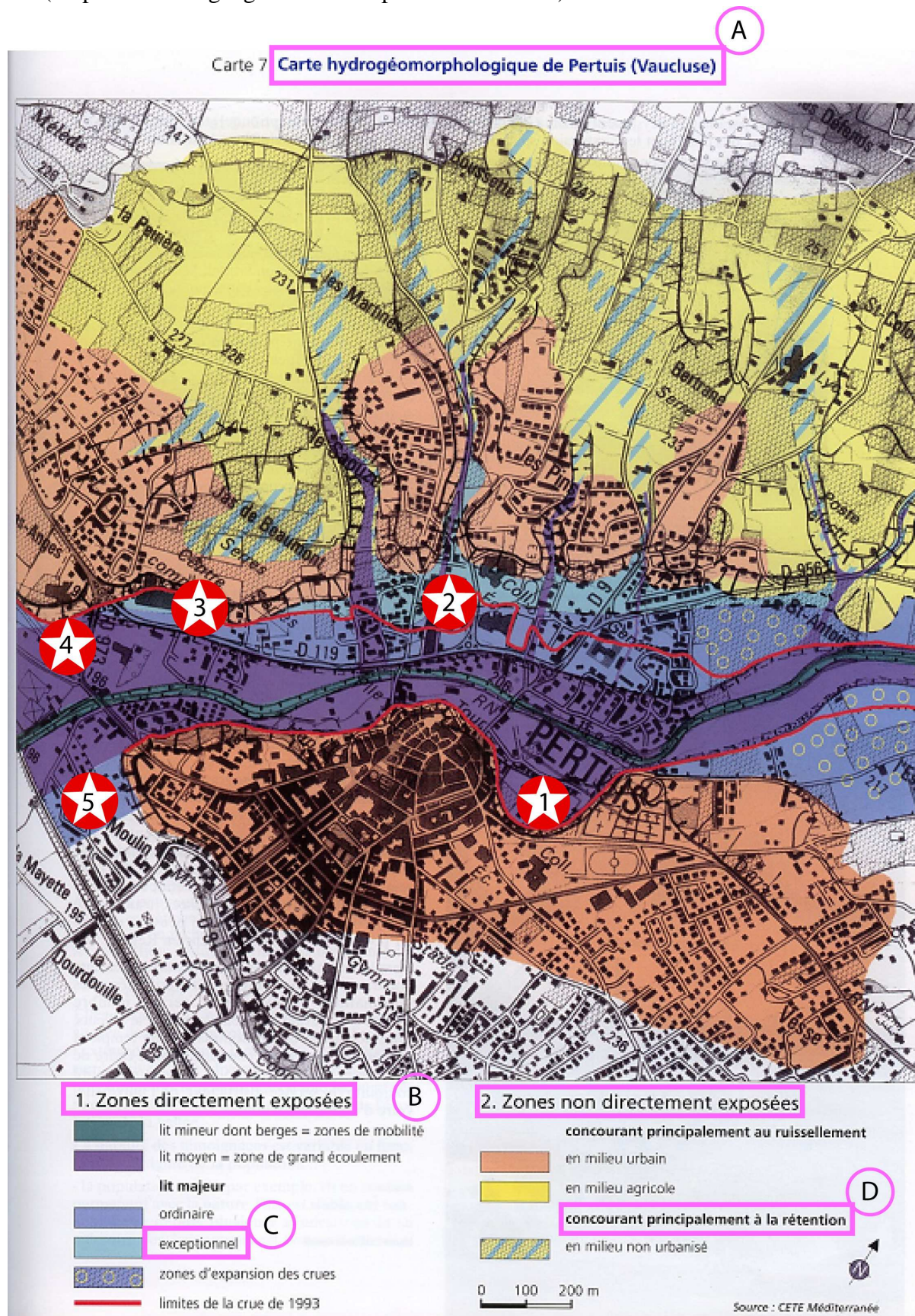
La distinction est faite entre les espaces « *concourant principalement au ruissellement* » et ceux « *concourant à la rétention* ». Les espaces cartographiés comme « *concourant à la rétention* » (noté D sur la figure) sont des vallons secs, affluents de l'Eze. Il s'agit probablement d'une erreur d'interprétation de la carte initiale (Masson *et al.*, 1996).

Certains points de cartographie ont été modifiés, engendrant des erreurs dans la représentation des limites qui avaient été justement définies lors de cartographie de Masson *et al.* (1996). En effet, de nombreuses limites ne correspondent plus aux réalités hydrogéomorphologiques du terrain. Le lit moyen est ainsi surdimensionné, aux points 1 et 4 ; il empiète largement sur le lit majeur ordinaire alors qu'il existe des talus très nets qui séparent les deux surfaces. Au point 2, un lit majeur exceptionnel a été figuré comme l'indique la légende (noté C sur la figure), or aucun critère géomorphologique ne justifie cette appellation. Il est possible que celle-ci ait été utilisée afin de montrer que la crue de 1993 n'a pas rempli l'intégralité de la plaine alluviale. A l'emplacement du point 2 devrait se trouver un cône de déjection. Au point 3, le centre commercial se situe en dehors de la zone inondable alors que le talus vertical qui constitue la limite se situe derrière le bâtiment. Une courbe de niveau, tout à fait visible à cet endroit, est figurée sur la carte topographique. Enfin, au point 5, les limites des deux lits sont rectilignes et arbitraires. Sur ce secteur, la plaine alluviale de l'Eze rejoint celle de la Durance et se prolonge donc par un vaste lit majeur ordinaire. Afin de montrer les différences qu'il peut exister entre ce document et une carte hydrogéomorphologique, celle-ci a été réalisée à partir des cartographies pré-existantes et de plusieurs campagnes de terrain (figure 162).

Les conséquences d'une telle cartographie peuvent réellement être catastrophiques car la ville de Pertuis connaît une croissance démographique et économique très importante. De nombreux aménagements ont déjà eu lieu dans des espaces où l'aléa a été clairement identifié et ils se poursuivent encore. Il est donc nécessaire d'établir des cartographies les plus objectives possibles afin que l'aménagement puisse se faire en leur connaissance. Des habitants sont actuellement expropriés d'un lotissement récent, construit en lit moyen. Certes, il eût été plus judicieux de ne pas construire le lotissement à cet endroit mais il le serait nettement plus de ne pas reloger ces personnes dans des secteurs à risque. En effet, si l'idée d'aménager les lits de l'Eze semble en partie abandonnée, de nombreuses constructions se sont développées dans le lit majeur ordinaire de la Durance et à proximité, voire dans les vallons secs. Une seule de ces constructions a été réalisée en tenant compte du risque : il s'agit d'un hôtel établi sur un remblai et construit en partie sur des pilotis qui le surélèvent de 80 cm (observations personnelles). Ainsi, si une crue comme celle de 1993 a lieu, l'eau



n'atteindrait pas le rez-de-chaussée. Dans ce secteur, la hauteur d'eau a atteint à peu près 50 cm (d'après le témoignage recueilli auprès d'un habitant).



**Figure 161 : Réinterprétation de la cartographie hydrogéomorphologique de l'Eze, à Pertuis.**

Source : Garry et Grasz, 1999 ; modifié par Delorme-Laurent, 2007.



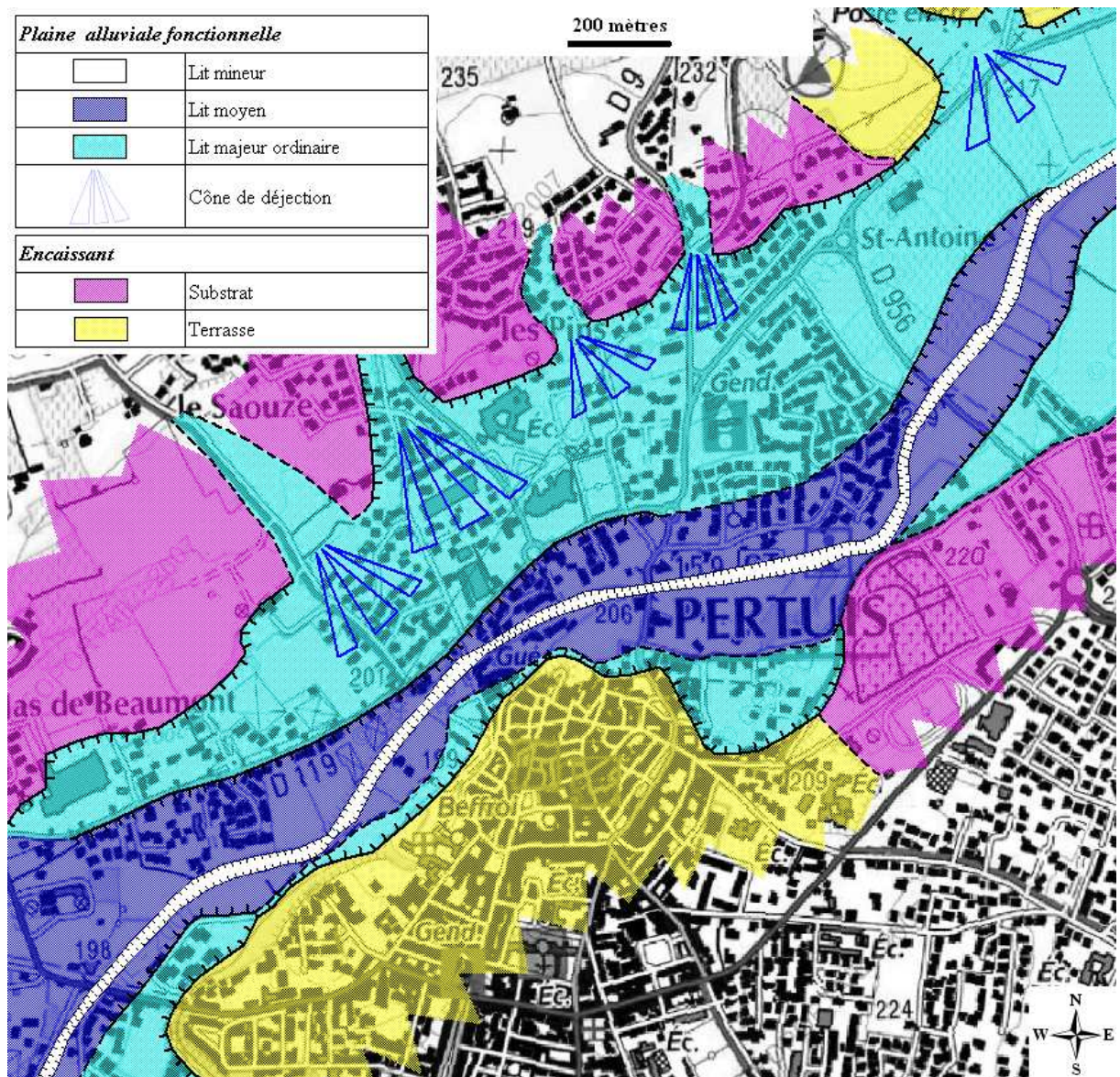


Figure 162 : Cartographie hydrogéomorphologique de l'Eze à Pertuis.  
Source : Delorme-Laurent, 2007.



---

## CONCLUSION ET PERSPECTIVES



***Photo 39 : Crue de l'Hérault du 30 janvier 2006 (basse vallée).***  
Source : Cliché pris par S. Chave, le 30 janvier 2006.





## **Les apports à la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables**

Etant donné le succès que remporte la méthode hydrogéomorphologique et son efficacité pour la cartographie des zones inondables des cours d'eau, son amélioration est au cœur des problématiques du groupe de travail en hydrogéomorphologie, fondé par J.-L. Ballais, au sein de Groupe Français de Géomorphologie. Cette thèse est le premier exposé complet des améliorations apportées à la méthode depuis 1996. Elle évoque les travaux de l'ensemble des chercheurs du groupe de travail mais développe plus particulièrement le rôle des mécanismes hydrologiques dans la morphologie de la plaine alluviale et la typologie des contacts entre la zone inondable et l'encaissant.

Afin d'obtenir des indications sur l'intensité de l'aléa, notamment en milieu aride (où seul le lit mineur est aisément identifiable), une méthode d'analyse du lit mineur a été proposée, combinant plusieurs approches. Elle consiste, dans un premier temps, à définir le type de cours d'eau (sableux ou graveleux). Dans un second temps, en se basant sur les classifications établies, le style fluvial doit être défini. Cependant, il faut noter que les classifications établies sont parfois incomplètes et ne préjugent pas des singularités qui peuvent être observées sur le terrain. L'observation des oueds tunisiens a mis en évidence l'existence, au sein d'un même tronçon, de plusieurs styles fluviaux.

Dans l'ouvrage de 1996 (Masson *et al.*, 1996), il est indiqué que le lit moyen est inondé par des crues de récurrence de 1 à 5 ans voire 10 ans, que le lit majeur ordinaire est inondé par les crues rares à exceptionnelles (de fréquence décennale à centennale et au-delà). A travers les exemples de l'Orbieu et de l'Ouvèze, ces fréquences ont été complétées, précisées, voire remises en cause. En effet, pour l'Orbieu, le lit moyen est inondé en moyenne tous les ans, le lit majeur ordinaire tous les 22,5 à 45 ans et le lit majeur exceptionnel n'a été inondé qu'une seule fois pendant la période étudiée. Dans le cas de l'Ouvèze, la fréquence de submersion du lit moyen est d'une fois tous les 6 ans et celle du lit majeur ordinaire est d'une fois tous les 17,4 à 23,3 ans. Les différences de fréquence pour les deux bassins-versants montrent le rôle important du régime climatique et des aménagements qui ont pour fonction de limiter l'expansion des petites crues sur l'Ouvèze. Il n'est donc pas possible de définir une fréquence de submersion pour chacun des lits valable pour l'ensemble des bassins-versants. Cependant, il est dorénavant possible de dire que les lits majeurs sont généralement inondés en automne et que les lits moyens connaissent des inondations à chaque saison hormis en été. Ces travaux ont également justifié l'existence des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle. Cette réflexion a permis de comprendre pourquoi le lit moyen est présent sur la majorité des cours d'eau méditerranéens et est difficilement identifiable plus au nord. Son existence étant liée à la grande variabilité hydrologique, à échelle pluriannuelle, des cours d'eau méditerranéens, plus les contrastes hydrologiques sont marqués plus la forme est nette. Il est donc logique qu'il soit difficilement identifiable, voire absent sur les cours d'eau à régime pluvial océanique par exemple.

La typologie des contacts entre la zone inondable et l'encaissant est au cœur des améliorations apportées à la méthode. Sa nécessité est née du constat que les espaces concernés se situent dans la partie distale du lit majeur, là où l'aléa est considéré comme faible. Cependant, comme ce n'est pas toujours le cas, le risque peut être d'autant plus important que ces espaces sont urbanisés. La typologie permet l'amélioration et la simplification du travail de cartographie car à travers l'exposé d'exemples concrets, des outils et des méthodes ont été proposés afin de résoudre les points délicats.

Dans les cas d'effacement de la limite externe de la zone inondable, les difficultés sont rapidement levées par des analyses granulométriques (dont le coût modeste est en accord avec les principes de la méthode). En effet, lorsqu'il n'est pas possible, sur le terrain, de faire la part entre des alluvions et des colluvions (notamment lorsque leur faciès est fin), l'étude des courbes granulométriques de la fraction sableuse est en général très efficace.

La typologie a également montré la nécessité de tenir compte, notamment lors des modélisations hydrauliques, de l'exhaussement des lits majeurs, phénomène qui s'observe de manière généralisée sur les cours d'eau méditerranéens. Ce phénomène est aussi à l'origine de l'inondabilité de certaines surfaces qui, naguère, faisaient partie de l'encaissant. Les exemples de la Cèze et du Gardon ont permis d'éprouver la méthode de datation par le  $^7\text{Be}$  qui sert à quantifier les dépôts de crue et donc à mettre en évidence l'exhaussement des lits majeurs.

Des unités de la plaine alluviale dont on connaissait l'existence n'avaient jusqu'alors jamais fait l'objet d'études approfondies et systématiques (du point de vue de la recherche appliquée). Il s'agit des niveaux intermédiaires, qu'il est important de définir car certains sont inondables et d'autres font partie de l'encaissant : ce sont respectivement les lits majeurs exceptionnels et les terrasses holocènes. Les lits majeurs exceptionnels incipients, constitués en partie par des dépôts grossiers de nappe pléistocène sont délicats à reconnaître sur le terrain car selon l'importance de l'accumulation post-pléistocène, ils peuvent être confondus avec des terrasses. De même, les terrasses holocènes ne se distinguent des lits majeurs exceptionnels (qui sont constitués de plusieurs mètres de dépôts fins) que par le fait qu'elles ne sont plus inondables. Il est donc parfois nécessaire de recourir à une modélisation hydraulique afin de faire la part entre l'une ou l'autre. S'agissant de recherches très récentes, leur poursuite est indispensable et d'autant plus, qu'au-delà de l'amélioration de la méthode hydrogéomorphologique, elles permettent de mieux comprendre l'évolution holocène des cours d'eau.

Pour chacun des contacts, systématiquement, une traduction cartographique a été proposée. Les DIREN Provence-Alpes-Côte d'Azur et Languedoc-Roussillon ayant chacune une légende particulière, annexée au cahier des clauses techniques particulières, il est nécessaire de faire des propositions afin d'homogénéiser les cartographies.

## **Les apports à la chronologie holocène de l'évolution des hydrosystèmes fluviaux**

L'exemple de l'Argent-Double montre l'existence d'une crise hydrosédimentaire à l'époque moderne qui provoque l'accumulation de la terrasse, en amont de Rieux-Minervois et une quasi-absence de dépôts à l'aval. L'analyse de la genèse des lits majeurs exceptionnels de l'Orbieu met en évidence que la construction de ceux qui sont constitué de plusieurs mètres de dépôts fins a commencé avant ou pendant la migration des grands trains de méandres. Ceux-ci étant antérieurs à la réalisation de la carte de Cassini (1778), il est fort probable que ces lits majeurs exceptionnels soient contemporains de la terrasse de l'Argent-Double. Ainsi, on peut supposer que des débordements amples et non pas des écoulements de type torrentiel très divagants et susceptibles de forts creusements et de sapements de berges ont permis les dépôts qui correspondent à la première partie du Petit Age Glaciaire. Le refroidissement n'a pas été tel que l'occupation végétale des versants ait été profondément perturbée, permettant la mobilisation de matériel grossier. La finesse de ces accumulations montre que seules les roches les plus détritiques ont été mobilisées à cause de la « *crise*

*écologique » liée à la conjonction de la forte activité des forges, de la grande transhumance et de la surpopulation des hauts pays » (Calvet et al., 2002) et/ou du développement de la viticulture.*

Consécutivement à ces dépôts, une entaille a eu lieu, c'est-à-dire postérieurement à 1706 pour l'Argent-Double. A partir de 1783, l'accumulation dans le lit majeur ordinaire à l'aval se réamorçait ; la construction du canal du Midi force la sédimentation à son amont. A partir du XVIII<sup>ème</sup> siècle, les crues se sont donc poursuivies, provoquant le déstockage des sédiments accumulés dans la plaine alluviale fonctionnelle en amont (plutôt qu'une mobilisation de matériel sur les versants) et leur stockage en aval (du fait du blocage par le Canal du Midi). Le même schéma peut s'appliquer à l'Orbieu, expliquant ainsi l'incision et l'existence d'un lit majeur ordinaire en contrebas du lit majeur exceptionnel. Cette nouvelle crise détritique, dans la deuxième partie du Petit Age Glaciaire montre les contradictions dans la différence hydrodynamique des crues et que les faits hydroclimatiques ne sont qu'un des facteurs qui agissent sur le système fluvial (Calvet et al., 2002). Le déstockage des sédiments accumulés dans les lits majeurs devenus terrasses ou lits majeurs exceptionnels et leur dépôt plus en aval est lié aux conditions climatiques mais aussi à une période de déprise de l'activité viticole.

A partir des observations réalisées sur la terrasse contemporaine du Bayon et dans les lits majeurs (d'une manière générale), nous avons mis en évidence que l'accumulation se poursuit au-delà de la fin du Petit Age Glaciaire (Le Roy-Ladurie, 1983). L'exhaussement des lits majeurs met en évidence deux logiques contradictoires. Les lits majeurs exceptionnels incipients témoignent de l'élargissement des zones inondables alors que les terrasses holocènes vont dans le sens d'une contraction de ces espaces. Il est donc nécessaire de comprendre pourquoi certains cours d'eau ont incisé et dégagé des terrasses alors que d'autres n'ont pas suffisamment incisé ou sont entrain de construire des lits majeurs exceptionnels. Ces travaux n'apportent pas de réponse précise à cette question mais des éléments de réflexion. En effet, il semble que le rang du cours d'eau et l'évolution de l'occupation du sol soient des facteurs décisifs.

Afin de préciser davantage ces propos, il est nécessaire d'étendre ces recherches à d'autres niveaux intermédiaires qui seront repérés grâce au « modèle qualitatif morpho-topolithologique » qui a été établi. Ainsi, comme nous l'avons dit, nous étudierons tout d'abord les lits majeurs exceptionnels qui ont été mis en évidence récemment : à Bagnols-sur-Cèze et à Luc-sur-Orbieu. Nous poursuivrons les investigations engagées sur le Tech et de nouvelles seront entreprises sur les cours d'eau comme la Nielle, l'Ognon, l'Hérault et l'Orb.

Dans le cadre plus large de l'amélioration de la méthode hydrogéomorphologique trois axes de perspectives sont envisagés. Dans certains des cas, les recherches ont déjà commencé.

## **Les perspectives**

### ***Confronter la méthode hydrogéomorphologique à d'autres méthodes de détermination des zones inondables afin de démontrer son efficacité***

Dans l'état actuel des connaissances, la méthode hydrogéomorphologique telle qu'elle a été présentée, n'est pratiquée qu'en France. D'autres méthodes ont été développées mais

elles n'atteignent pas le même degré d'efficacité, ni la même simplicité d'approche. Il s'agit de « *l'approche géographique* » de Lambert et Prunet (2000) et d'une méthodologie développée par Hauchard (2002a et b) qui permet la définition des zones inondables à partir des cartes topographiques à 1/25 000. De récents travaux italiens (Luino, 1998, 1999, 2002, 2005a, 2005b ; Luino *et al.*, 2002 et 2005) se rapprochent de la méthode hydrogéomorphologique. Il est donc nécessaire de la confronter aux autres méthodes de détermination des zones inondables afin de démontrer sa pertinence et son efficacité. Il serait donc intéressant d'effectuer des comparaisons entre des cartographies réalisées par les différentes méthodes et la réalité d'une crue. En effet, le plus important pour les décideurs est que l'aléa soit identifié de la meilleure façon possible et pour cela, il est nécessaire d'éprouver les diverses méthodes.

*L'approche géographique de Lambert et Prunet (2000) : l'exemple de la Garonne à l'aval de Toulouse*

Par photo-interprétation, Lambert et Prunet (2000) distinguent « *la zone inondable très fréquemment, saisonnièrement* », « *la zone inondable fréquemment* » et « *la zone d'inondation exceptionnelle* ». En fait, ces auteurs traduisent la géomorphologie de la plaine alluviale en fréquences hydrologiques afin de définir l'aléa. Les descriptions qui sont faites de ces zones permettent de les rattacher aux appellations que nous avons coutume d'utiliser.

La crue de fréquence annuelle inonde sa plaine Fz3 (autre nom donné à « *la zone inondable très fréquemment, saisonnièrement* »), ainsi que son chenal de crue, à distance du lit ordinaire (qui doit être l'équivalent du lit mineur). Les auteurs expliquent que « *la nappe suit le niveau de cette inondation, et même si le chenal n'était pas connecté au lit ordinaire et alimenté par le flux d'inondation, il serait inondé par l'affleurement de la nappe* ». De plus, ils ajoutent que « *la mise en mouvement des galets se fait toujours principalement par roulage, mais aussi par saltation, et concernent des bancs entiers* ». D'après ces descriptions, nous pouvons dire qu'il est possible qu'il s'agisse de dépressions plus ou moins creusées qui semblent fonctionner comme un lit moyen ou comme des axes préférentiels d'écoulement.

« *La zone inondable fréquemment* » est également appelée Fz2 est « *inondée par la Garonne et par les chenaux de crue, et les mises en vitesse y sont notables (> à 1 m/s). Son modelé ondulé est plus ou moins remanié par approfondissement des chenaux de crue et/ou leur déplacement par le jeu des bancs de graviers et sables grossiers en mouvement* ». Ces descriptions, correspondent aux caractéristiques des lits moyens. Cependant comme rien n'indique qu'un talus ou une convexité ne sépare cette zone de la suivante, il peut aussi s'agir de la partie proximale d'un lit majeur ordinaire.

« *La zone d'inondation exceptionnelle* » constituée de limons et argiles, n'a pas été inondée depuis 1875. Ainsi, selon les observations précédentes, il peut s'agir de la partie distale du lit majeur ordinaire ou d'un lit majeur exceptionnel.

D'après, les résultats obtenus pour la détermination des fréquences de submersion des lits constituant la plaine alluviale fonctionnelle, nous avons vu que celles-ci variaient en fonction des cours d'eau. Ainsi, il est donc illusoire, à partir d'un outil tel que la photo-interprétation de définir les zones inondables en fonction de leur fréquence. Ainsi, il est préférable de conserver une appellation géomorphologique. Les auteurs utilisent également les appellations Fz3, Fz2 et Fz1. Il s'agit d'appellations utilisées en géologie qui prêtent donc à confusion puisqu'elles impliquent une différenciation d'un point de vue de l'âge des formations. Or, il n'est pas possible de distinguer des âges différents pour des surfaces qui



sont encore fonctionnelles. Ainsi, en voulant aller au-delà du constat hydrogéomorphologique, les auteurs introduisent des imprécisions dans leur manière de définir les zones inondables.

### *La méthode développée par l'école italienne*

A travers l'exemple de la vallée du Tanaro, Luino montre l'importance de développer une méthode efficace de détermination des zones inondables (Luino, 1998, 1999, 2002). En effet, deux événements aux conséquences désastreuses ont eu lieu entre septembre 1993 et novembre 1994. Ces inondations et les mouvements de terrain liés ont provoqué le décès de 44 personnes, 38 municipalités ont été touchées et 9 ponts ont été détruits. Afin de mieux gérer l'aménagement de cette vallée, dans le but d'éviter que de telles catastrophes se reproduisent, Luino *et al.* (2002, 2005) ont développé une méthode de détermination des zones inondables. Celle-ci se base sur une analyse historique suivie d'une analyse géomorphologique. L'étude historique montre que les zones inondées sont toujours les mêmes et que lorsque la zone est inondée pour la première fois, bien souvent, cela est dû à des aménagements anthropiques. Elle permet également de réunir des informations quant aux zones endommagées et d'établir des études diachroniques sur l'évolution du cours d'eau. L'analyse géomorphologique faite à partir de photographies aériennes consiste à cartographier les zones inondables. Celles-ci sont classées en 3 zones : la zone 1, la zone 2 et la zone 3. La zone 1 subit des crues ordinaires et est définie par des berges naturelles ou un endiguement qui la séparent de la zone 2. Elle correspond au lit mineur. La zone 2 correspond au lit moyen, du fait de sa position topographique et de son caractère discontinu. La zone 3 est celle qui est touchée par un événement catastrophique et sa limite est définie par une discontinuité morphologique. Ainsi, elle correspond au lit majeur. Cependant, malgré des similitudes avec la méthode hydrogéomorphologique, la cartographie réalisée présente des singularités que les descriptions et le manque de qualité du fond topographique ne permettent pas de vérifier.

Cette méthode repose sur des bases solides ce qui lui confère une certaine efficacité. Cependant, le fait qu'elle se base sur des recherches historiques limite son champ d'application puisque tous les cours d'eau ne présentent pas de données archivées suffisamment nombreuses pour réaliser de telles études. C'est pourquoi, dans la méthode hydrogéomorphologique, l'étude historique n'est pas une base mais un complément possible. De plus, le découpage en zones, bien qu'il repose sur des critères géomorphologiques n'est pas explicite. En revanche, tout comme les cartographies hydrogéomorphologiques, les cartes réalisées sont inscrites dans un processus plus large. En effet, couplées à des plans d'occupation des sols et des cartes de vulnérabilité, elles sont à la base des cartographies du risque d'inondation. A la suite de ces travaux, le gouvernement italien a demandé une étude scientifique précise des villages qui sont menacés afin d'effectuer des délocalisations. Ceci est une preuve de l'efficacité de cette méthode puisqu'elle sert de référence quant à l'aménagement du territoire (Luino, 2005a ; Luino, 2005b).

### ***L'applicabilité de la méthode hydrogéomorphologique à d'autres domaines climatiques***

Les bases conceptuelles simples de la méthode ne correspondent pas au découpage généralement reconnu, en particulier par l'école anglo-saxonne qui ne distingue que « channel » et « floodplain », dichotomie que Gupta (1983) considère comme trop restrictive. De plus, elle a été mise au point dans une région à pluviométrie contrastée (le Midi méditerranéen français). Ces remarques expliquent peut être que la méthode n'est pas encore beaucoup utilisée en dehors du bassin méditerranéen (où son utilisation a été généralisée). Or, le midi méditerranéen français n'est pas la seule région qui présente ce type de caractéristiques pluviométriques. Ainsi, il est nécessaire de démontrer que la méthode peut être utilisée dans d'autres régions qui présentent des régimes pluviométriques similaires. Elle est notamment en cours d'utilisation au sud-est de l'état du Salvador (Fernandez-Lavado, Furdada et Marqués, soumis). Dans ces régions où les régimes pluviométriques sont contrastés, les observations faites au cours de ce mémoire de thèse resteront valables. En revanche, il serait également intéressant de voir si la méthode est utilisable dans des domaines climatiques où la pluviométrie est plus régulière. Le groupe de travail en hydrogéomorphologie rendra ce travail plus efficace et permet que davantage de travaux soient menés dans divers domaines climatiques. Deux thèses sont actuellement en cours, la première a pour champ de recherche l'applicabilité de la méthode en Tunisie centrale et méridionale (Zaghdoud, en cours) et la seconde a pour terrain d'étude le piedmont nord des Kunlun et la bordure sud du Taklamakan (Wulamu, en cours). Enfin, grâce au groupe de travail, nous avons vu que moyennant quelques adaptations, la méthode peut s'appliquer en Bretagne (Penven *et al.*, 2004 ; Dupont *et al.*, 2005), en Lorraine (Corbonnois J., communication orale) et en Champagne-Ardenne (Fanton, 2005 ; Fanton et Marre, 2007 ; Marre, 2007).

#### *L'applicabilité de la méthode au Xinjiang (Chine de l'Ouest) : un intérêt double (Wulamu, en cours)*

Les cours d'eau (Keriya, Hotan et Karakash) qui descendent des Kunlun et qui se perdent dans l'erg du Taklamakan ont un régime nivo-glaciaire. En effet, ils présentent une période de hautes eaux bien marquée, au printemps, grâce à la fonte des neiges et des glaciers des Kunlun. En revanche, pendant la saison froide, les basses eaux peuvent se traduire par un tarissement complet. Un tel contraste est *a priori* favorable à la genèse de lits bien individualisés et donc à l'applicabilité de la méthode. La cartographie des zones inondables actuelles doit permettre de prendre la mesure du risque qu'elles constituent pour les populations d'agriculteurs sédentaires du piémont. Cependant, du fait du contexte morpho-climatique, nous savons que trois problèmes spécifiques peuvent se poser. En effet, il faudra tenir compte des apports éoliens, de la difficulté de la cartographie dans les vastes zones d'épandage et du rôle de la forte entaille holocène. Des observations de terrains, en Tunisie méridionale (Zaghdoud *et al.*, 2005) ont montré que l'apport de sables éoliens postérieur à une inondation rare peut masquer la limite entre le lit majeur et l'encaissant, ce qui peut introduire une incertitude. Cependant, les rebdous peuvent protéger et conserver les dépôts de crue. Ainsi, ils ont permis de mettre en évidence des dépôts de crue datant de plus de 30 ans. A partir de ces mêmes recherches, en combinant la salinité des sols, les formations et la

végétation caractéristique, les limites des zones d'épandage ont pu être appréhendées. Ainsi, dans le Taklamakan, l'abondance des peupliers (qui forment les *thougais*), très sensibles à la salinité, devrait permettre une bonne délimitation. La forte entaille holocène peut avoir dégagé des terrasses alluviales (déjà reconnues) et de courts stades d'accumulation, peu au-dessus du lit majeur ordinaire (les « très basses terrasses ») qui peuvent être encore inondables. Ainsi il est fort probable de retrouver des terrasses alluviales vraies et des lits majeurs exceptionnels (si on réinterprète Hövermann, Hövermann (1991) et Yang Xiaoping (2005)) dont l'importance, en tant que zone à risque, mais aussi à possibilité d'irrigation, devra être précisée. Ainsi, ces travaux permettront de préciser la chronologie holocène dont la période la plus récente, l'Holocène supérieur et la période historique, reste mal connue (Zhu Zenda *et al*, 1986 ; Fort et Dollfus, 1992). Cette partie de l'étude se situe dans le prolongement étroit de la recherche sur les niveaux intermédiaires. La chronologie des inondations holocènes sera donc appréhendée par le croisement de méthodes géomorphologiques, isotopiques et historiques.

De plus, les recherches sur les inondations dans cette région pourront également permettre d'apporter des réponses nouvelles à l'abandon des sites d'habitat qui, jusqu'alors ont été essentiellement interprétés en liaison avec le déplacement des sables éoliens du Taklamakan. Mais « *les « sand buried cities » qui ont excité l'imagination des explorateurs et archéologues et continuent de faire l'objet d'une publicité douteuse liée au besoin de « prouver » une avancée du désert qui permettrait de recevoir des subsides internationaux, ne se manifestent sur le terrain que comme des fortins, des amas de quelques maisons que l'on hésite à qualifier de village.* » (Gentelle, 1992). Cependant, quand ces sites sont à proximité immédiate d'un cours d'eau, il sera nécessaire de comprendre leur rapport avec lui, en particulier le rapport chronologique avec l'accumulation du lit majeur, certains étant recouverts d'alluvions de crue (Gentelle, 1992). Ainsi, la chronologie établie sera comparée à celle de l'abandon des sites (Cheng Hescheng, 1991 ; Gentelle, 1992 ; Polo, 2003) ainsi qu'à celle des principaux événements historiques afin de tester les différentes hypothèses concernant l'abandon des sites habités au cours de la période historique : l'aridification du climat de l'Asie centrale (Huntington, 1907), la progression des sables éoliens de l'erg du Taklamakan (Zhu Zenda *et al*, 1986), la désertification (la surexploitation des terroirs favorise l'érosion éolienne, ou encore, l'insécurité liée aux troubles sociaux et aux guerres provoque l'abandon des cultures qui sont peu à peu recouvertes par le sable (Zhu Zenda *et al*, 1986 ; Zhu Zenda et Lu Jinhua, 1991)). Ainsi, le rapport entre ensablement et abandon d'un site pourra être affiné car l'ensablement peut être la conséquence de l'abandon du site et non sa cause (Ballais, 2005).

#### *L'applicabilité de la méthode aux cours d'eau du Massif Armoricaïn (Bretagne)*

Les précipitations du Massif Armoricaïn sont plus régulières que celles du Midi Méditerranéen. Les totaux annuels dépassent 900 mm/an et atteignent jusqu'à 1300 mm/an. Cette régularité est peu favorable à la genèse de lits bien individualisés et donc à l'applicabilité de la méthode. Ces conditions climatiques confèrent aux cours d'eau, un régime pluvial océanique. Cependant, et notamment parce que la structure lithologique ne permet pas le stockage de l'eau, les cours d'eau ont des étiages qui sont marqués. Ainsi, un « trop plein » d'eau est observé en hiver alors que la pénurie s'installe pendant la période estivale. Ces contrastes dans le régime hydrologique semblent suffisants pour pouvoir

appliquer la méthode (Penven *et al.*, 2004 ; Dupont *et al.*, 2005). Ceci a été confirmé lors d'une campagne de terrain organisée dans le cadre du groupe de travail en hydrogéomorphologie par M.-J. Penven et N. Dupont dans les vallées de l'Hyère et de l'Ellée, ainsi que dans les bassins de Langon et du Meu (affluents de la Vilaine). Ces cours d'eau sont à l'origine de crues lentes de plaine avec un temps de montée de crue long. Ces crues polygéniques ennoient la plaine alluviale pendant plusieurs jours, ce qui a suscité l'intérêt d'appliquer la méthode. Comme pour les cours d'eau méditerranéens, les inondations peuvent avoir lieu par débordement. Mais, elles peuvent également avoir lieu par remontées phréatiques et par accumulation des précipitations et du ruissellement des versants dans les microdépressions.

Bien que la logique d'organisation latérale dans la distribution des unités hydrauliques ne soit pas nettement observable de prime abord, les observations faites sur le terrain et celles de Penven *et al.* (2004) permettent de dire avec certitude que celles-ci existent. Mais une certaine adaptation est nécessaire pour appliquer la méthode.

Ainsi, il a été distingué : « *un lit mineur aux berges bien marquées correspondant à un chenal à niveau d'eau variable dans l'année* ».

Le lit moyen de la Vilaine est aisément identifiable puisqu'il est séparé des lits mineur et majeur par un talus, qu'il est occupé par de la ripisylve et que sa topographie est très irrégulière. Cependant, ce cas est rare car en général, il n'est « *pas clairement exprimé par des marqueurs topographiques. Si ces derniers existent, ils sont discrets et discontinus dans la plaine alluviale, posant le problème de la définition de ses limites* ». Sur le terrain, des levées de berge (naturelles ou non) ont été observées. Elles sont parfois considérées comme constitutives du lit moyen. Ici, la logique spatiale serait respectée. Mais, la logique temporelle ne le serait pas en cas de crue non débordante. En effet, les levées de berge se situent bien dans la logique de l'organisation latérale des lits, c'est-à-dire entre le lit mineur et le lit majeur. Mais, étant située en position topographique supérieure, elles ne sont inondées qu'en dernier et les hauteurs d'eau y sont très faibles. Des chenaux peu marqués ont également été observés dans les lits majeurs. Leur distinction n'est pas toujours aisée car elle fait appel à la microtopographie et à une analyse des micromodelés. Cependant, dans les plaines alluviales occupées par des prairies permanentes, la distinction peut être établie grâce à un changement dans la nature floristique (Corbonnois et Beck, 2004 ; cité dans Penven *et al.*, 2004). Mais, en contexte armoricain, les plaines alluviales sont mises en culture ce qui atténue voire fait disparaître les variations microtopographiques et les indicateurs floristiques. Ces chenaux fonctionnent non seulement par remontée de nappe (ils peuvent donc être en eau alors que le cours d'eau ne déborde pas) mais ils sont également réactivés en priorité lors d'inondation par débordement. Les hauteurs d'eau et les vitesses y sont donc les plus fortes. Ces observations correspondent tout à fait d'un point de vue hydrologique aux caractéristiques des lits moyens. Cependant, il ne s'agit pas à proprement parlé de lits. De plus, pour les cartographies effectuées sur les cours d'eau du sud de la France, des chenaux en lit majeur dont les caractéristiques hydrologiques les rapprochent des lits moyens ont déjà été cartographiés. C'est pourquoi, Penven *et al.* (2004) précisent que « *l'ensemble des microdépressions, interconnectées ou non dont la géométrie et le fonctionnement sont, dans la majorité des cas, liés à la trame des paléochenaux* » peut être « *assimilé* » à un lit moyen. En effet, les observations précédentes et le fait qu'il existe un véritable lit moyen sur la Vilaine montrent qu'il serait inapproprié de définir ces unités topographiques comme étant de véritables lits moyens.

Le lit majeur est « *apparemment très régulier, marqué dans le détail par une microtopographie constituée de petits bombements et dépressions et dont la délimitation*

*externe correspond soit à une limite de terrasse ancienne, soit à un pied de versant* ». Les bombements et dépressions sont dus à l'ondulation de la nappe graveleuse sous-jacente, héritages du tressage pléistocène. Les chenaux ont été comblés par les alluvions fines holocènes mais pas suffisamment pour disparaître alors que les bancs forment les bombements. Le contact entre le lit majeur et l'encaissant se fait par des pentes très douces et les talus nets sont rares. La détermination précise de la limite de la zone inondable est donc délicate. Le profil topographique du lit majeur, « à concavité très ouverte ou en forme de knick traduit les interrelations versant / plaine alluviale marquées par une dynamique colluviale ». De plus, ce type de profil (lit en toit) induit des dynamiques plus fortes en partie distale. Aucun lit majeur exceptionnel n'a été répertorié. Lors de la campagne de terrain sur le Meu, une surface, séparée du lit majeur ordinaire par un talus convexo-concave, a été définie comme inondable. Il s'agirait donc d'un lit majeur exceptionnel incipient puisque la formation qui le constitue est une nappe alluviale pléistocène.

### ***La ré-interprétation de travaux antérieurs***

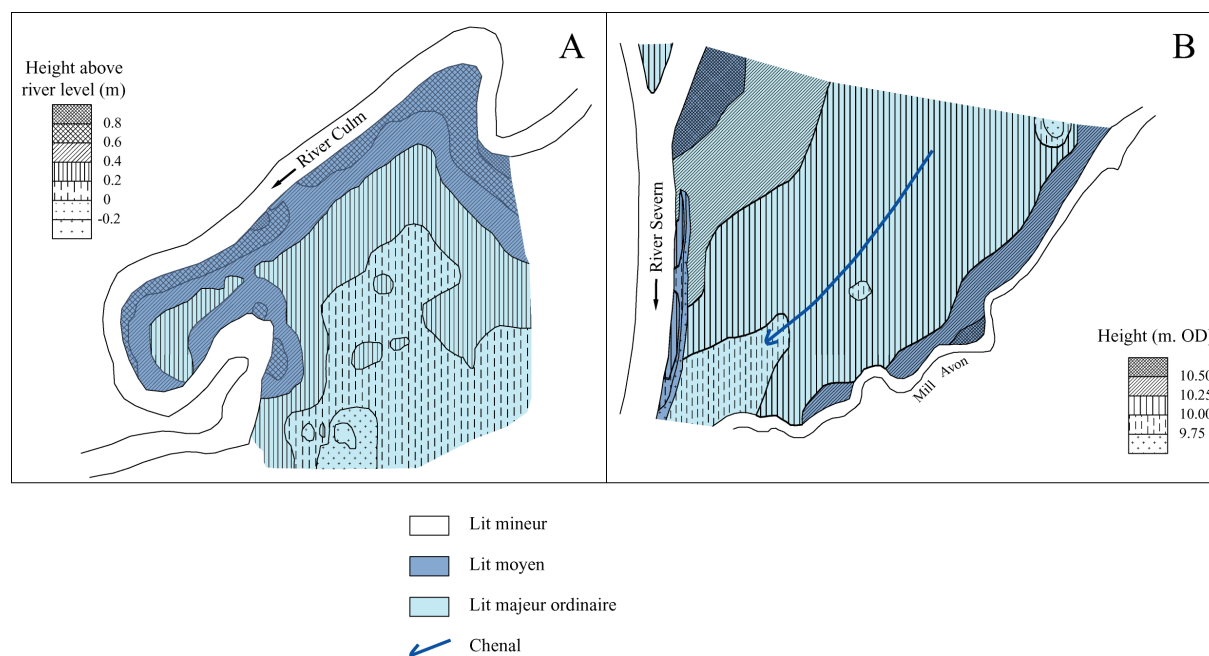
Dans ces perspectives, deux axes seront développés. Le premier consiste à ré-interpréter des travaux anglo-saxons, afin qu'un vocabulaire commun soit déterminé (Ballais *et al.*, soumis) et que les plaines d'inondations ne soient plus réduites aux concepts de « channel » et de « floodplain » (Gupta, 1983). En effet, selon les descriptions faites par différents géomorphologues, il est tout à fait possible de distinguer les différents lits et donc d'appliquer la méthode. Ward (1978) explique que « *floodplain morphology frequently indicates an apparent adjustment to flood discharge in the sense that different floodplain or terrace levels are significantly related to different frequencies of flood discharge, the higher levels being inundated only by very rare flood events* ». A travers des exemples de cours d'eau australiens (Pickup, 1991; Nanson et Fagan, 2004) et anglais (Walling *et al.*, 1992), nous montrerons que selon le climat, il est possible de distinguer deux à trois lits. Le deuxième axe consiste à ré-interpréter des travaux francophones. En effet, ceux-ci peuvent servir de base pour démontrer que la méthode est applicable en dehors du Midi Méditerranéen français (comme pour les travaux anglo-saxons). Et, pour ceux qui ont décrit de manière précise la morphologie de la plaine alluviale fonctionnelle, il est possible que des niveaux intermédiaires soient alors indiqués. Dans ce cas, il sera donc nécessaire de vérifier si les observations sont en accord avec celles que nous avons faites. Trois exemples seront évoqués. La qualité des descriptions et de l'iconographie de la thèse de K. Zeraï (2006) montrent qu'il est possible d'utiliser la méthode en Tunisie centrale. D'autant plus qu'une ré-interprétation a été effectuée à partir de descriptions issues de la thèse de N. Fehri (2003). Le dernier exemple se situe à la limite nord du champ théorique d'application de la méthode. En effet, à partir d'une série d'articles dont les descriptions de la plaine alluviale du Haut-Rhône sont précises (Bravard *et al.*, 1991 ; Bravard *et al.*, 1995 ; Teles *et al.*, 2001), il a été possible d'appliquer la méthode.

### ***La réinterprétation de travaux anglo-saxons***

Le but de Walling *et al.* (1992) est d'identifier les dépôts d'une crue grâce à la méthode de datation par le <sup>137</sup>Cs. Pour deux des trois exemples évoqués, une description de la



plaine alluviale et une cartographie de la microtopographie sont proposées. Elles permettent ainsi un début de réflexion. La « River Culm » (près d'Exeter, Angleterre) est décrite comme ayant un « channel » de 16 m de large et une « floodplain » de 200 m de large. Les berges qui séparent ces deux unités atteignent 1 m de haut et sont constituées de matériaux fins. La microtopographie met en évidence des bourrelets de berges et une vaste dépression en partie distale. Cette morphologie de plaine alluviale se rapproche de celle qui a été observée en Massif Armoricain avec des cours d'eau qui présentent un profil en toit. A partir de la cartographie de la microtopographie, il est possible de proposer une ré-interprétation de cette plaine alluviale (figure 163). Les mêmes observations ont été effectuées à partir de l'exemple de la « River Severn », au droit de la confluence avec la « Mill Avon ». Ces cours d'eau présentent également des bourrelets de berges et, une vaste dépression (intégralement submergée par les inondations) sépare leur « channel ». A l'intérieur de cette dépression, des microdépressions sont observées ainsi qu'un « ditch » qui a été utilisé comme un lit lors d'inondations (il y a 80 ans). Ce « fossé » correspondrait donc à un paléochenal qui se trouve aujourd'hui en lit majeur ordinaire et qui se réactive lors d'inondations (figure 163).



**Figure 163 : Ré-interprétation des observations faites par Walling et al. (1992) sur la « River Culm » (A) et sur la « River Severn » (B).**

Source : Delorme-Laurent, 2007 ; d'après Walling et al., 1992.

En Australie, la Cooper Creek est un cours d'eau long de 1400 km et dont le bassin-versant atteint 296 000 km<sup>2</sup>. De l'observation de ce cours d'eau, Nanson et Fagan (2004) distinguent trois unités différentes constituant la « floodplain ». Ces unités diffèrent par leur morphologie mais aussi par la fréquence de leur submersion et par l'intensité de l'aléa pouvant les submerger. Le « braided pattern » subit les crues les plus fréquentes et constitue la zone d'aléa fort. Les « unchannelled areas » sont des surfaces très régulières, couvertes d'alluvions fines et qui ne sont inondées que rarement. Le « reticulate pattern » est un style intermédiaire, c'est-à-dire qu'il présente des chenaux moins larges mais un peu plus profonds que pour le « braided pattern » et que l'aléa y est moyen. Cette distinction rappelle le découpage en unités que nous utilisons, mais il ne s'agit pas à proprement parlé de lits. En effet, s'agissant d'une « anabranching river », la logique transversale est adaptée au style de la rivière. Ainsi, les distinctions se basent sur le nombre et la morphologie des chenaux. Ces

observations ainsi que celles réalisées sur l'Oued Batha (« anabranching river » en Tunisie) soulèvent la question de l'applicabilité de la méthode hydrogéomorphologique à des cours d'eau ayant ce style fluvial.

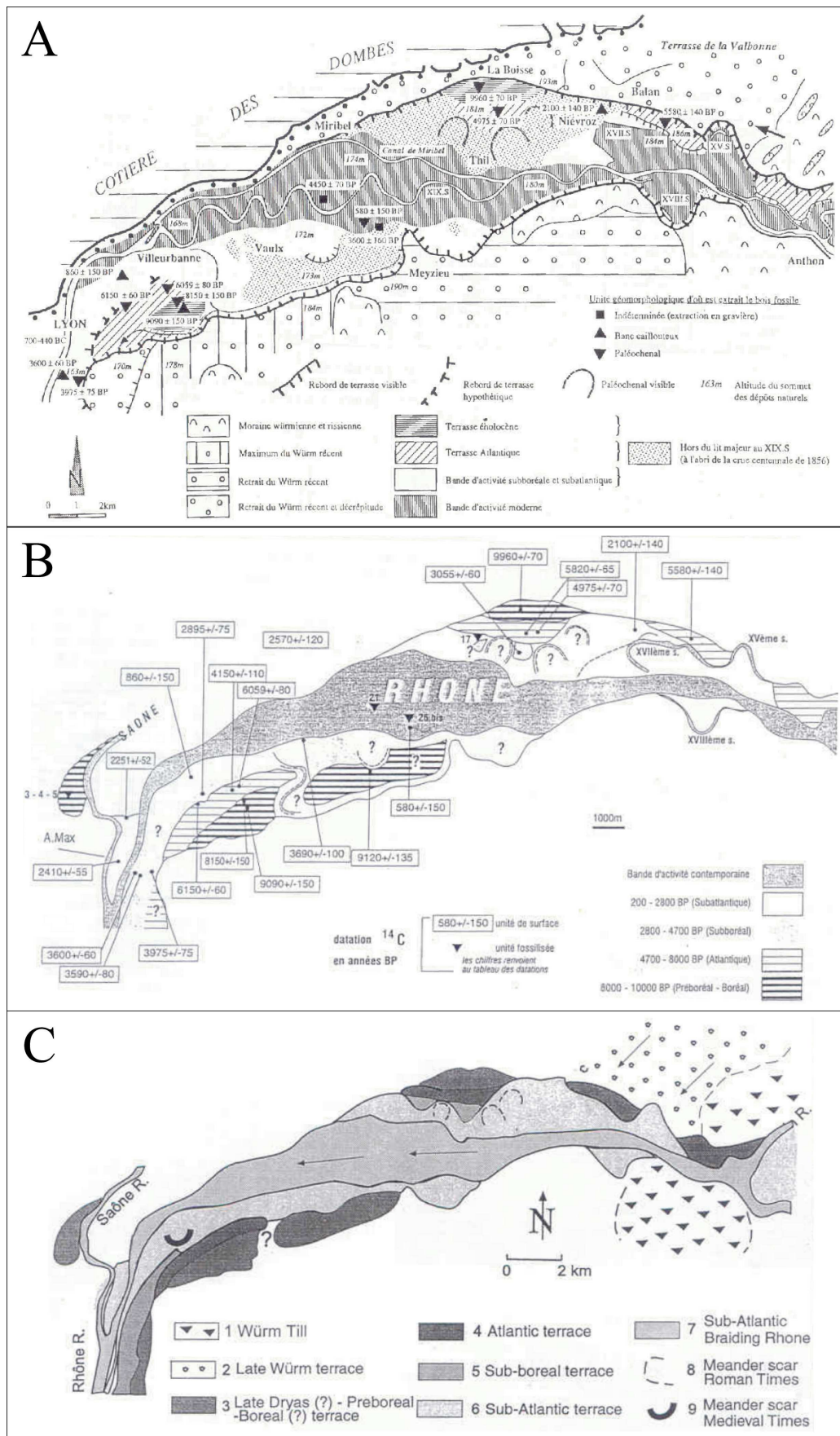
### *Tunisie centrale et méridionale*

A travers, l'étude des environnements holocènes et actuels dans le bassin-versant de l'Oued Sbeïtla (Tunisie centrale), Zeraï (2006) a exposé une organisation synthétique des modelés alluviaux qui sont parfois masqués par des placages éoliens. La terrasse antéhistorique est souvent emboîtée dans des dépôts pléistocènes. Fréquemment, les formations qui la constituent ne font qu'affleurer dans des coupes car elles sont souvent recouvertes d'épais dépôts postérieurs. Trois générations de terrasses holocènes historiques se succèdent. Les deux dernières se retrouvent de manière plus ponctuelle dans le bassin-versant. Plus particulièrement, la troisième qui ne domine le talweg que de 1 à 2 m, a fonctionné récemment puisqu'un morceau de plastique a été retrouvé, piégé dans les dépôts de la partie supérieure de la coupe. Il évoque ensuite deux banquettes emboîtées, actuelles à subactuelles qu'il considère comme inondables. Ces observations se rapprochent de celles que nous avons faites sur l'Oued Chaâl-Tarfaoui, à partir des travaux de Fehri (2003). A Borj-la-Gare, Fehri (2003) a décrit deux nappes alluviales holocènes. La base de la coupe étudiée constitue la basse terrasse holocène préhistorique, sur laquelle est superposée la très basse terrasse holocène historique (Ballais, 1991a, b et c). L'ensemble est surmonté de dépôts datant des crues de 1969. Les observations de Fehri ont été complétées lors d'une campagne de terrain. Plusieurs niveaux topographiques, postérieurs aux nappes alluviales ont été identifiés, ce qui rejoint les constatations de Zeraï (2006). Sur l'Oued Chaâl-Tarfaoui, les crues de 1969 sont venues recouvrir les nappes alluviales holocènes. Il est alors possible de considérer ces surfaces comme étant des lits majeurs exceptionnels. Il faut alors rechercher dans les différents niveaux mis en évidence, l'expression du lit majeur ordinaire, du lit moyen et du lit mineur. Ainsi, malgré les réticences de Bravard et Petit (2000), qui précisent que « *les notions traditionnelles de lit mineur et de lit majeur ne sont pas adaptées aux vallées des milieux arides* », la définition des différents lits, bien que plus délicate, est possible (Zahgdoud, en cours). Cependant, les crues de 1969 ont totalement bouleversé la morphologie de la plaine alluviale. Etant donné que les oueds ne fonctionnent qu'au cours d'événements extrêmes, il faut donc se demander si les limites des différents lits définis ont une réalité hydrologique. La priorité est de définir la limite externe de la zone inondable qui permettra de distinguer les espaces soumis au risque d'inondation de ceux qui ne le sont pas.

### *Le Haut-Rhône en amont de Lyon*

Les descriptions précises figurant dans une série d'articles sur la reconstruction de l'évolution holocène du Haut Rhône (Bravard *et al.*, 1991 ; Bravard *et al.*, 1995 ; Teles *et al.*, 2001) ont été à la base de la cartographie hydrogéomorphologique (figure 164). Dans ce secteur, seul le lit majeur hydrologique avait été distingué (Bravard et Petit, 1997), défini à partir des limites de la crue de 1856. Cette limite a été fixée à partir de levés réalisés en 1957 et 1966, soit un siècle plus tard. Bien qu'il s'agisse d'une crue exceptionnelle, les laisses de crue ont dû s'altérer voire disparaître. Seul un travail d'archive a pu permettre cette

reconstitution. L'exemple de la crue du Gardon en 2002, nous a montré que l'inondation avait par endroits, eu une extension nettement plus large que celle prévue lors de la détermination du lit majeur hydrologique (la crue de référence étant celle de 1956). Il n'est donc pas exclu que les crues futures soient plus fortes que la dernière grande crue qu'a connu le bassin-versant. C'est pourquoi, à partir des articles, des photographies aériennes et d'une campagne de terrain, la cartographie hydrogéomorphologique a été effectuée (figure 165) sur la rive droite. Un lit moyen a été clairement identifié, séparé du lit mineur par un talus, avec une topographie irrégulière et occupé par de la ripisylve. Il est séparé du lit majeur ordinaire par un talus parfois net. Des lînes ont également été cartographiées en lit moyen puisqu'ils viennent s'y raccorder et présentent les mêmes caractéristiques. Cependant, la granulométrie y est différente puisqu'elle est limono-argileuse dans les lînes et sableuse en dehors (annexe 1.1.8). Vient ensuite le lit majeur ordinaire qui se raccorde en pente douce ou par un talus net (selon les secteurs) à un niveau alluvial (ce qui a été démontré par les analyses granulométriques) présentant des caractéristiques similaires. Ce niveau alluvial a été cartographié comme un niveau intermédiaire puisqu'il s'agit d'une surface horizontale située dans une position topographique intermédiaire tantôt entre la terrasse holocène (Bravard *et al.*, 1991 ; Bravard *et al.*, 1995 ; Teles *et al.*, 2001) et le lit majeur ordinaire, tantôt entre la terrasse « würmienne » (Bravard *et al.*, 1991 ; Bravard *et al.*, 1995 ; Teles *et al.*, 2001) et le lit majeur ordinaire. Sa granulométrie, identique à celle du lit majeur fait qu'il pourrait s'agir d'un lit majeur exceptionnel ou d'une terrasse probablement historique. L'absence de crues exceptionnelles depuis 1856 va dans le sens d'une terrasse.



**Figure 164 :** A : Carte des formations holocènes de la plaine alluviale du Rhône en amont de Lyon.<sup>1</sup> B : Datation absolue des unités spatiales des plaines du Rhône et de la Saône.<sup>2</sup> C : Landforms and sedimentary units of the Rhône alluvial plain in the Lyon area.<sup>3</sup>

Source: 1- Bravard *et al.*, 1991 ; 2- Bravard *et al.*, 1995 ; 3- Teles *et al.*, 2001.



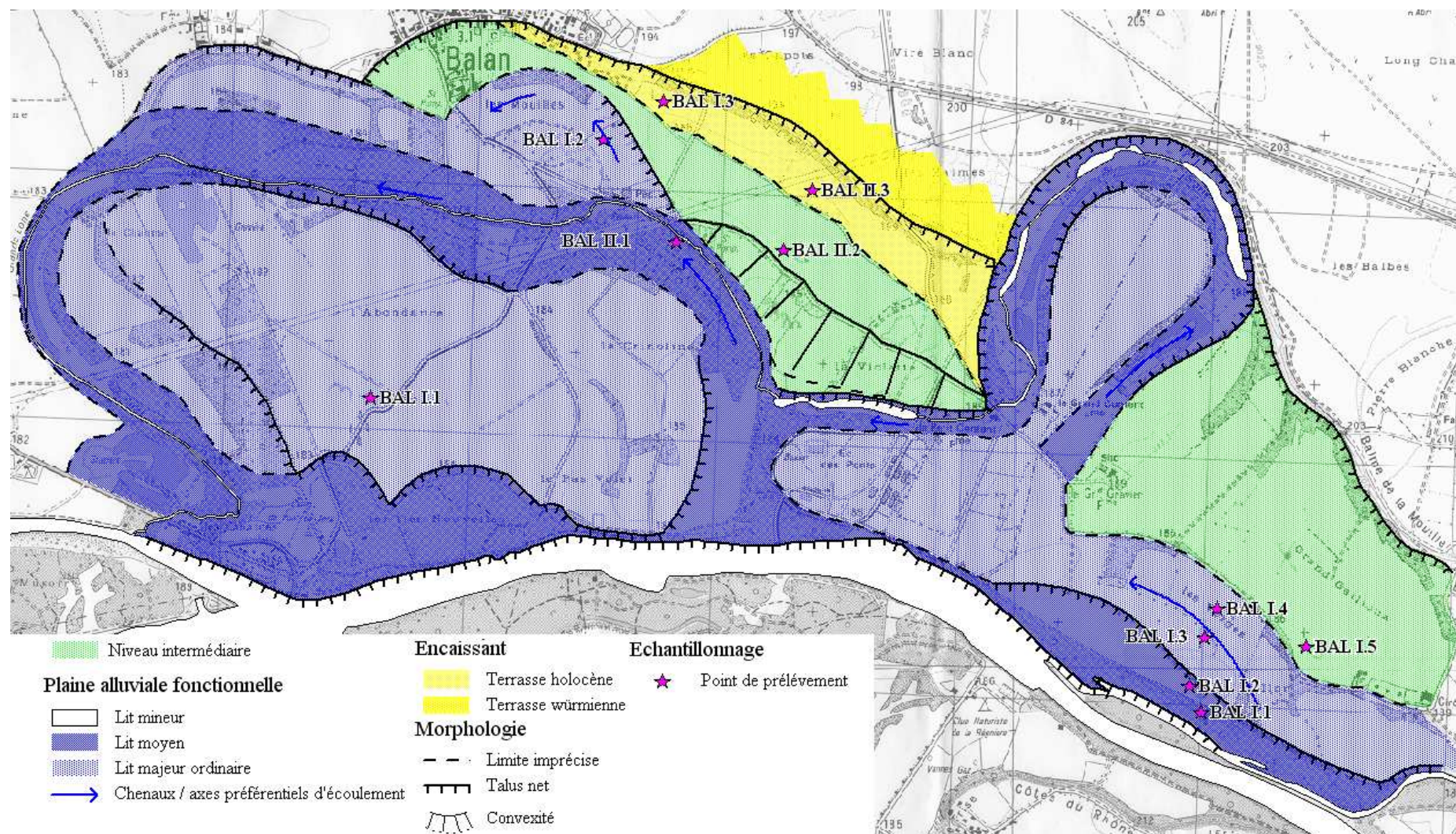


Figure 165 : Cartographie hydrogéomorphologique de la rive droite du Haut-Rhône, en amont de Lyon.

Source : Delorme-Laurent, 2007.



---

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- A -

**AIMON H.** (2003) – *Détermination d'un niveau intermédiaire dans la plaine alluviale du Gardon (Saint-Geniès-de-Malgoirès, Gard)*. Mémoire de DEA, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 91 p.

**ALABOUVETTE B., DEMANGE M.** (1993) - *Carte géologique de la France à 1/50 000 n°1013 : Saint-Pons*. BRGM, éd. du Service Géologique National, Orléans.

**ALLEE P.** (2003) – *Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (Limousin, Hautes Cévennes, Maures)*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Limoges, 451 p.

**ALLISON MEAD A., LEE MICHAEL T.** (2001) – Timescales and volumes of sediment exchange between the mangrove fringe and shelf in french Guiana, *Association des Sédimentologues Français*, 8<sup>ème</sup> congrès français de sédimentologie, Orléans, livre des résumés, 77 p.

**AMOROS C. et BRAVARD J.-P.** (1985) – L'intégration du temps dans les recherches méthodologiques appliquées à la gestion écologique des vallées fluviales. L'exemple des écosystèmes aquatiques abandonnés pour les fleuves. *Revue Française des Sciences de l'Eau*, 4, pp. 349-364.

**ARNAUD-FASSETTA G.** (1997) - Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuel (delta du Rhône, France du Sud). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 3, pp 237-256.

**ARNAUD-FASSETTA G.** (2006) - Alloformations alluviales, morphodynamique fluviale et paléohydrologie. In Allée P., Lespez L. (eds) *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*, Table ronde en l'honneur du Prof. R. Neboit-Guilhot, Presses Universitaires Blaise Pascal, Coll. Nature et Sociétés, 3, Clermont-Ferrand, pp. 35-46.

**ARNAUD-FASSETTA G., BALLAIS J.-L., BEGUIN E., JORDA M., MEFFRE J.-C., PROVANSAL M., RODITIS J.-C., SUANEZ S.** (1993) - La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2, pp. 34-48.

**ARNAUD-FASSETTA G., BELTRANDO G., FORT M., PLET A., ANDRE G., CLEMENT D., DAGAN M., MERIN C., QUISSENE D., RYCX Y.** (2002) - La catastrophe hydrologique de novembre 1999 dans le bassin-versant de l'Argent Double (Aude, France) : de l'aléa pluviométrique à la gestion des risques pluviaux et fluviaux. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, pp. 17-34.

**ARNAUD-FASSETTA G., LANDURE C.** (2003) - Hydroclimatic hazards, vulnerability of societies and fluvial risk in the Rhone Delta (Mediterranean France) from the Greek period to the Early Middle Ages. In Fouache E (eds) *The Mediterranean World Environment and History*. Proceedings of the International Conference Environmental Dynamics and History in Mediterranean Areas, Paris, 24-26 April 2002, Elsevier, Paris, pp. 51-76.

- B -

- BALLAIS J.-L.** (1991a) – Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. *Méditerranée*, 4, pp. 31-38.
- BALLAIS J.-L.** (1991b) - Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental. *Physio-Géo*, n°22-23, pp. 89-94.
- BALLAIS J.-L.** (1991c) – Les terrasses historiques de Tunisie. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd, 83, pp. 221-226.
- BALLAIS J.-L.** (1992) - *Rapport sur les observations effectuées dans le secteur de Pomorol à Vaison-la-Romaine le 29 juin 1992*. Multigraphié, 2 p.
- BALLAIS J.-L.** (1995) – Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : Climate and anthropogenic controls. In J. Lewin, M.M. Macklin, J.C. Woodward (eds) *Mediterranean Quaternary River Environments*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 183-194.
- BALLAIS J.-L.** (2005) – Les villes sahariennes et les risques naturels, In M. Côte (dir.) *La ville et le désert. Le Bas-Sahara algérien*. Karthala-IREMAM, pp. 59-71.
- BALLAIS J.-L.** ( 2006) – La cartographie hydrogéomorphologique. *Bulletin de l'Association de Géographes Français – Géographies*, pp. 461-468.
- BALLAIS J.-L. et CRAMBES A.** (1992) - Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire. *Méditerranée*, 1.2, pp. 29-41.
- BALLAIS J.-L., BENAZZOUZ M.T.** (1994) - Données nouvelles sur la morphogenèse et les paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes dans la vallée de l'oued Chéria-Mezeraa (Nemencha, Algérie orientale). *Méditerranée*, 3.4, pp. 59-71.
- BALLAIS J.-L. et MOCCI F.** (1994) – *Sondage du Béal de Beaurecueil*. Rapport Service Régional d'Archéologie, non publié, 10 p.
- BALLAIS J.-L., BIEDA S., PETIT-MAIRE N., BUROLLET P.F., FONTUGNE M., ROSSO J.-C.** (1995) - Morphogenèse et géosystèmes au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'Extrême-Sud tunisien. *Mém. Soc. géol. France*, n.s., 167, pp. 25-32.
- BALLAIS J.-L. et MEFFRE J.-C.** (1997) – Le problème de la stabilité des îles du Rhône pendant la période historique. In J.-P. Bravard, J. Burnouf, G. Chouquer (sous la direction de), *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes ou les paysages au carrefour de l'interdisciplinarité et de la diachronie*, Juan-les-Pins : APDCA, p. 309-317.
- BALLAIS J.-L., BENAZZOUZ M.T., BENMOHAMMADI A.** (2003) – Environmental dynamics and land occupation in the Saharan margins of the Holocene Maghreb. *The Mediterranean World Environment and History*, IAG, Elsevier, Paris, pp. 341-351.

**BALLAIS J.-L., BONTE P., MASSON M., GARRY G., BEN KEHIA H., EYRAUD C., GHAM A.** (2004) - L'évolution du risque d'inondation par les cours d'eau méditerranéens français: le rôle de l'accumulation dans le lit majeur. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, mars, pp. 64-74

**BALLAIS J.-L., DELORME-LAURENT V., DELORME F., AIMON H., FEHRI N., GARTET J.** (2005) - L'apport de l'archéologie des matériaux aux problèmes de chronologie des inondations du XX<sup>ème</sup> siècle autour de la Méditerranée. *ArchéoSciences - Revue d'Archéométrie*, 29, pp. 163-166.

**BALLAIS J.-L., GARRY G., MASSON M.** (2005) - Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation : le cas du Midi méditerranéen français. *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 13, pp. 1120-1130.

**BALLAIS J.-L., DELORME-LAURENT V., BONTE P., ZAGHDOUD A., DELORME F.** (2007) – *L'accumulation dans le lit majeur des cours d'eau en Méditerranée occidentale*. Colloque Archéométrie 2007, Aix-en-Provence, poster.

**BALLAIS J.-L., CHAVE S., DELORME-LAURENT V., ESPOSITO C.** (soumis) - *Hydrogéomorphologie et inondabilité*, Géographie Physique et Quaternaire.

**BCEOM** (1999) - *Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux des Gardons*.

**BCEOM** (2000) - *Schéma de restauration, d'aménagement, de gestion et d'entretien du bassin de l'Ouvèze*. Etude 66229 Y.

**BELTRANDO G.** (2004) - *Les climats. Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, Paris, 261 p.

**BERGER G. M., LEMPERRIERE P.** (1972) - *Carte géologique de la France à 1:50 000, feuille d'Anduze*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**BERGER G. M., BOYER F., REY J.** (1990) – *Carte géologique de la France à 1:50 000 n°1038 : Lézignan-Corbières*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**BERGER J.-F.** (1996) – *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin Valdanaïs (Drôme) à l'Holocène*, Thèse, Paris 1, 320 p.

**BERTRAN P., FABRE L., FRANC O., LIMONDIN-LOZOUET N., THIEBAULT S.** (1998) – Evolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 52, n°1, pp. 69-90.

**BILOTTE M., COSSON J., CROCHET B., PEYBERNES B., ROCHE J., TAILLEFER-TAMBUREAU Y., TERNET Y., VILLATE J.** (1988) - *Carte géologique de la France à 1:50.000, feuille d'Alès*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**BLANCHEMANCHE P.** (2000) – *La plaine de Lattes du XIIe au XIXe siècle : dynamique naturelle et mise en valeur*. Lattes : Association pour la recherche archéologique en Languedoc oriental, 178 p.

**BONNIWELL E.C., MATISOFF G., WHITING P.J.** (1999) - Fine sediment residence times in rivers determined using fallout radionuclides (<sup>7</sup>Be, <sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb). *Geomorphology*, 27, pp. 75-92.



- BONTE P.** (1996) - Radioactivité et sciences de la Terre, *Clefs C.E.A.*, 34, pp. 56-62.
- BONTE P., THOMAS A., MOUCHEL J.-M., LE CLOAREC M.-F., SOGON S., TESSIER L.** (2000) - *Temps de transit des particules dans le réseau hydrographique : l'apport des traceurs isotopiques "naturels"*. Rapport pour le S. I. A. A. P., janv. , 21 p.
- BONTE P., BALLAIS J.-L., MASSON M., BEN KEHIA H., EYRAUD C., GARRY G., GHAM A.** (2001) - Datation au  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{210}\text{Pb}$  de dépôts de crue du XX<sup>ème</sup> siècle. In J.-N. Barrandon, P. Guibert et V. Michel (sous la direction de ) *Datation, XX<sup>èmes</sup> Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire*, Antibes, colloque tenu du 19 au 21 octobre 2001, pp. 141-157.
- BONTE P., LE CLOAREC M.F., SORNEIN M.O., LEFEVRE I., TESSIER L., DESALLE T., MOUCHEL J.M., AYRAULT S.** (2004) - *Enregistrement sédimentaire de la contamination métallique*, PIREN-Seine, Rapport d'activité, 14 p.
- BOTTON S., DUQUENNE F., EGELS Y., EVEN M., WILLIS P.** (1997) – *GPS, localisation et navigation*. Hermès, Paris, 159 p.
- BRANKA A.** (2002) – *Etude des zones inondables du bassin-versant du Gardon entre Vers et Dions*. Mémoire de D.E.A., Université de Provence, 88 p.
- BRAVARD J.-P.** (1983) – Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue Géographique Alpine*, Grenoble, t. 71, 4, pp. 363-379.
- BRAVARD J.-P.** (1992) - Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n°3, pp. 207-226.
- BRAVARD J.-P. et AMOROS C.** (1990) – Le site de Vienne (38), Saint-Romain (69), Sainte Colombe (69). L'évolution de la plaine alluviale du Rhône, de l'Age du Fer à la fin de l'Antiquité : proposition d'interprétation. *Archéologie et Espace*, X<sup>èmes</sup> Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Juan-les-Pins, APDCA, pp. 437-452.
- BRAVARD J.-P., PEIRY J.-L., GADIOLET P.** (1991) – La formation de la plaine alluviale du Rhône à l'amont de Lyon. *Physio-Géo*, 22/23, pp. 167-172.
- BRAVARD J.-P., VEROT-BOURRELY A., FRANC O., ARLAUD C.** (1995) – Paléodynamique du site fluvial de Lyon depuis le Tardiglaciaire. in J.-P. Bravard, D. Presteau (coord.) *Dynamique du paysage – Entretiens de géoarchéologie*, Lyon 16-18 novembre 1995, Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, pp. 177-201.
- BRAVARD J.-P. et PEIRY J.-L.** (1999) - The C/M image as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In S. B. Marriott et J. Alexander (eds.) *River floodplains* ; Geological Society Spec. Publ. n°163, pp. 259-268.
- BRAVARD J.-P. et PETIT F.** (2000) – *Les cours d'eau*. A. Colin, Paris, 222 p.
- BRAVARD J.-P., PEIRY J.-L., SALVADOR P.-G.** (2002) - La diversité des enregistrements morphosédimentaires tardiglaciaires et holocènes dans quelques vallées du piémont des Alpes du Nord (haut Rhône, Arve, Isère). In *Les fleuves ont une histoire : Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, Paris, pp. 205-213.

**BRL ingénierie** (1995) - *Etude préalable aux équipements hydrauliques. Analyse des soutiens d'étiages de la Cèze et affluents*. Rapport.

**BRÜCKNER H.** (1983) – Holozäne Bodenbildungen in den Alluvionen süditalienischer Flüsse. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. Bd. 48, pp. 99-116.

**BRUNETON H. et al.** (2002) – Relations ent paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental, *In Les fleuves ont une histoire : Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, Errance, Paris, pp. 259-268.

**BUCH M. W.** (1989) – Late Pleistocene and Holocene development of the Danube Valley, east of Regensburg. *In* F. Ahnert (ed.) *Landforms and Landform evolution in west Germany*, published in connection with the Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt a. M., September 3-9, Catena supplement 15, pp. 279-287.

- C -

**CAILLEUX A. et TRICART J.** (1959) – *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre Docum. Universitaire, Paris, 3 vol., 376 p.

**CALMEL-AVILA M.** (2000) - Etude des paléoenvironnements dans le bassin du Bas-Guadalentin (Région de Murcie, Espagne). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, n°3, pp. 147-160.

**CALVET M., SERRAT P., LEMARTINEL B., MARICHAL R.** (2002) – Les cours d'eau des Pyrénées orientales depuis 15 000 ans. Etat des connaissances et perspectives de recherche. *In* J.-P. Bravard et M. Magny (dir.) *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp. 279-294.

**CAMPY M., MACAIRE J.-J.** (1989) - *Géologie des formations superficielles : géodynamique, faciès, utilisation*. Masson. Paris, Milan, Barcelone, 433 pp.

**CAMPY M., MACAIRE J.-J.** ( 2003) – *Géologie de la surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. 2<sup>ème</sup> éd., coll. Sciences sup., Dunod, Paris, 440 p.

**CAREX ENVIRONNEMENT** (2002) – *Atlas hydrogéomorphologique du bassin-versant de l'Ouvèze*. Rapport de synthèse, Direction Départementale de l'Équipement du Vaucluse et Carex Environnement, 73 p.

**CAREX ENVIRONNEMENT** (2003a) - *Application de la méthode intégrée à un tronçon de l'Ouvèze*. Rapport , Cete Méditerranée – DGUHC, 70 p.

**CAREX ENVIRONNEMENT** (2003b) – *Caractéristiques générales du bassin-versant de la Cèze, Atlas des Zones Inondables du bassin-versant de la Cèze*. Rapport, Direction Régionale de l'Environnement du Languedoc-Roussillon, 10 p.

**CAREX ENVIRONNEMENT** (2003c) – *Analyses et synthèses des principales caractéristiques du bassin-versant déterminant le fonctionnement hydrologique des cours*

*d'eau, Atlas des Zones Inondables du bassin-versant des Gardons*. Rapport, Direction Régionale de l'Environnement du Languedoc-Roussillon, 11 p.

**CARTER M. W. et MOGHISSI A. A.** (1977) - Three decades of nuclear testing. *Health Physics*, 33, pp. 55-71.

**CETE-DHACE** (2003) – *Crues de novembre 1999 dans l'Aude, l'Hérault, les Pyrénées Orientales et le Tarn*. Retour d'expérience.

**CHALINE J.** (1985) - *Histoire de l'Homme et des climats du Quaternaire*. Doin, Paris, 366 p.

**CHAMLEY H.** (1987) – *Sédimentologie*. Dunod, coll. Géosciences, Paris, 175 p.

**CHAMLEY H.** (1988) - *Les milieux de sédimentation*. Ed. Tec & Doc et BRGM, Paris & Orléans, 168 p.

**CHAMLEY H.** (2000) - *Bases de sédimentologie*. Dunod, 2<sup>ème</sup> éd. , 178 p.

**CHAVE S.** (2002) – Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles : exemple de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 4, pp. 297-306.

**CHAVE S.** (2003) – *Elaboration d'une méthode intégrée de diagnostic du risque hydrologique*, Thèse de doctorat, Université de Provence, 284 p.

**CHAVE S., BALLAIS J.-L.** (2006) - From hydrogeomorphology to hydraulics computations: a multidisciplinary approach of the flood hazard diagnosis in the Mediterranean zone", *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 4, pp. 523-540.

**CHAVE S., ESPOSITO C., BALLAIS J.-L.** (soumis) – Hydrogeomorphological mapping and comparison with the spatial extent of exceptional floods in the Mediterranean area: a study of recent flood events in Aude, Berre (1999) and Gard (2002) watersheds (France). *Natural hazards and earth system sciences*.

**CHENG HESHENG** (1991). – The change of eco-environment and the rational utilization of water resources in the Keriya River Valley, in D. Jäkel, Zhu Zenda eds Reports on the „1986 Sino-German Kunlun-Shan Taklimakan Expedition", *Die Erde*, Ergänzungsheft 6, pp. 133-147.

**COJAN I., RENARD M.** (2003) – *Sédimentologie*. Sciences sup., Dunod, Paris, 418 p.

**COLLECTIF** (2001) - *Archéologie sur toute la ligne : les fouilles du TGV Méditerranée dans la moyenne vallée du Rhône*. Le musée de Valence, SOMOGY, Editions d'Art, Azzano San Paolo (Italie), 215 p.

**COLLECTIF** (2002) - *Archéologie du TGV Méditerranée*. Fiches de Synthèse, tome 2, La protohistoire, publication de l'UMR 154 du CNRS : « Milieux et Sociétés en France Méditerranéenne : Archéologie et Histoire », Lattes, 248 p.

**COMBY J.** (1998) - *Les paroxysmes pluviométriques dans le couloir rhodanien et ses marges*. Thèse de doctorat, Université de Lyon 3, 668 p.

**CORBONNOIS J. et BECK T.** (2004) – Programme d'études des morphologies fluviales des rivières d'origine vosgienne. Colloque spatialisation et cartographie en hydrologie. 8-10 septembre 2004. Metz.

**COQUE R.** (1962) - *La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique.* Armand Colin, Paris, 476 p.

**COQUE R.** (1977) – *Géomorphologie.* A. Colin, Paris, 430 p.

**COQUE R.** (1993) – *Géomorphologie.* A. Colin, Paris, 452 p.

**COSANDEY C.,** dir. (2003) - *Les eaux courantes.* Géographie et environnement, Belin, Paris, 240 p.

**COYNE et BELLIER** (1982) - Etude Générale de l'Aménagement Hydraulique du Gard.

**CRAMBES A. et SANDOZ A.** (1991) – *Histoire morphoclimatique et dynamiques actuelles sur le piedmont sud du massif de Sainte-Victoire.* Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, 153 p. + annexes.

## - D -

**DAHLMAN R.C., FRANCIS C.W. et TAMURA T.** (1975) - Radiocesium cycling in vegetation and soil. In F. G. Howell, J. B. Gentry et M. H. Smith (ed.) *Mineral cycling in south-eastern ecosystems*, USAEC symposium series, conf-740513, US Atomic Energy Commission, Washington DC, pp. 462-481.

**DAMIANI L. et al.** (1967) – *Carte géologique de la France à 1:50 000, feuille d'Uzès.* BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**DAMIANI L. et al.** (1980) – *Carte géologique de la France à 1:50 000 : Pont-Saint-Esprit.* BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**DDE 11** (2006) – *Inventaire des crues à la station de Luc-sur-Orbieu.* Rapport, Direction Départementale de l'Équipement de l'Aude, Service d'annonce des crues.

**DELORME F.** (2003) – Les inondations à Olonzac (Hérault), caractérisation et évolution du risque hydrologique, mémoire de maîtrise, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 86 p.

**DELORME F.** (2004) – L'évolution des lits majeurs des cours d'eau méditerranéens : le cas de l'Ouvèze (Vaucluse) et de l'Argent-Double (Aude), mémoire de DEA, Université de Provence, Aix-Marseille 1, 67 p.

**DELORME F., DELORME-LAURENT V., BALLAIS J.-L., BONTE P.** (soumis) - L'évolution de la basse vallée de l'Argent-Double pendant l'époque historique, *Revue Belge de Géographie – Belgéo.*

**DELORME-LAURENT V., BALLAIS J.-L.** (2006) – Les problèmes de la détermination de la limite externe de la zone inondable dans le midi méditerranéen français. *Bulletin de l'Association de Géographes Français - Géographies*, n°4, pp. 469-476.

**DERRUAU M.** ( 1988) - *Précis de géomorphologie*. 7<sup>ème</sup> édition, Masson, Paris, 533 p.

**DESBORDES M., MASSON M.** (1994) – Fortes précipitations dans le sud de la France. 23<sup>ème</sup> journée de l'hydraulique, Congrès de la Société Hydrotechnique de France : Crues et inondations, Paris, édité par SHF, Tome I, pp. 59-67.

**DEVILLERS B.** (2005) - *Morphogenèse et anthropisation holocènes d'un bassin-versant semi-aride: le Gialias, Chypre*. Thèse de doctorat, Université de Provence, 416 p.

**DOUGUEDROIT A., ZIMINA R. P.** (1987) – Le climat méditerranéen en France et en U.R.S.S. *Méditerranée*, n°2-3, pp. 75-84.

**DUANE D. B.** (1964) - Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4), pp. 864-874.

**DUFAURE J.-J.** (1976) – La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n°433, pp. 85-96.

**DUFAURE J.-J., FOUACHE E.** (1988) La variabilité des crises d'âge historique le long des vallées d'Elide (Ouest du Péloponnèse). *Géomorphologie et dynamique des bassins-versants élémentaires en régions méditerranéennes*, Poitiers. CIEM, 12, pp. 259-278.

**DUPONT N., PENVEN M.-J., GILOIS S., GAILLARD S.** (2005) – *Définition des indicateurs pour une cartographie de la courbe enveloppe des inondations dans le cadre de l'utilisation de la méthode hydrogéomorphologique*. Rapport pour la DIREN Bretagne, 52 p.

**DURIN V.** (2001) - *Recherches géomorphologiques et historiques sur la plaine alluviale de l'Ouveze (84) entre Entrechaux et Bédarrides : impact de la sédimentation sur l'évolution de l'inondabilité*. Mémoire de D.E.A., Université de Provence, 124 p.

## - E -

**EGELS Y.** (1998) – La photogrammétrie numérique : vers une banalisation du métier de photogrammètre ? *Bulletin de l'association française de photogrammétrie et de télédétection*, n°149, pp. 8-11.

**EGELS Y.** (2000) – Photogrammétrie et micro-ordinateur, outils de formation et de production ? *XYZ*, revue de l'association française de topographie, n°82, pp. 31-35.

**EL KADI A .K.** (2006) – *Evolution d'un lit de rivière en fonction des apports*, Thèse de doctorat, Université Claude Bernard – Lyon 1, 189 p.

**ELLENBERGER F., FREYTET P., PLAZIAT J.-C., BESSIERE G., VIALARD P., BERGER G. M., MARCHAL J.-P.** (1987) – *Carte géologique de la France à 1:50 000 n°1060: Capendu*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**ELMI S., BROUDER P., BERGER G., GRAS H.** (1989) -*Carte géologique de la France à 1:50 000 : Bessèges*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.



**ESPOSITO C.** (2003) – *Crues de septembre 2002 sur le bassin-versant du Gardon, Étude comparative entre les limites de la cartographie hydrogéomorphologique et le relevé de la zone inondée*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 40 p. + annexes

**ESTUPINA-BORRELL V., CHORDA J. et DARTUS D.** (2005) - Préviation des crues éclair. *Comptes Rendus Géosciences*, Volume 337, pp. 1109-1119.

- F -

**FAGAN S. D. et NANSON G. C.** (2004) – The morphology and formation of floodplain-surface channels, Cooper Creek, Australia. *Geomorphology*, 60, pp. 107-126.

**FANTON M.** (2005) – *Cartographie hydrogéomorphologique de la vallée de la Marne entre Vitry-le-François et Châlons-en-Champagne*. Mémoire de DEA, Université de Reims, 120 p.

**FANTON M. et MARRE A.** (2007) – Les cartes hydrogéomorphologiques en région tempérée : l'exemple de la vallée de la Marne entre Vitry-le-François et Châlons-en-Champagne. *BAGF*, vol. 84, n°1, pp. 22-34.

**FEHRI N.** (2003) - *Les rapports entre les processus morphogéniques et les pratiques agropastorales dans la plaine oléicole de Sfax : exemple du bassin-versant de l'oued Chaal-Tarfaoui (Plaine de Sfax, Tunisie centro-orientale)*. Thèse de Doctorat, Université de Provence, 338 p.

**FERNANDEZ-LAVADO C., FURDADA G., MARQUES M. A.** (soumis) – Geomorphological method in the elaboration of hazard maps for flash-floods in the municipality of Jucuaran (El Salvador). *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

**FLAGEOLLET J.-C., DE FRAIPONT P., GOURBESVILLE P., THOLEY N. et TRAUTMANN J.** (1993) - La crue de l'Ouvèze de septembre 1992 : origines, effets, enseignements. *Revue Géomorphologie dynamique*, 2, pp. 57-72.

**FOLK R. L. et WARD W. C.** (1957) - Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary petrology*, 27, 1, pp. 3-26.

**FONTUGNE M.** (1985) - Progrès de la datation par le carbone 14. *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels : applications*, E. Roth et B. Poty, éd. Masson, pp. 26-33.

**FORT M., DOLLFUS O.** (1992). – Questions de géomorphologie dans l'ouest du Kunlun et du Tibet. *Annales de Géographie*, 566, pp. 371-412

**FOUCAULT A., RAOULT J.-F.** (2000) – *Dictionnaire de géologie*. 5<sup>ème</sup> édition, Masson sciences, Dunod, 379 p.

**FRENZEL B., PONS A., GLASER B.** eds (1991) - Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene. *Paläoklimaforschung*, Band 6, 309 p.

**FRENZEL B. et al.**, eds (1993a) - Solifluction and climatic variation in the Holocene. *Paläoklimaforschung*, Band 11, 400 p.

**FRENZEL B. et al.**, eds (1993b) - Oscillations of the Alpine and Polar Tree Limits in the Holocene. *Paläoklimaforschung*, Band 9, 234 p.

- G -

**GARRY G.** (1985) – *Photo-interprétation et cartographie des zones inondables*. Ministère de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, éditions du STU, Paris, 74 p.

**GARRY G.** (1994) – Evolution et rôle de la cartographie dans la gestion des zones inondables en France. *Mappemonde*, 4, pp. 10-16.

**GARRY G., BALLAIS J.-L., MASSON M.** (2002) – La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, pp. 5-16.

**GARRY G. et GRASZK E.** (1999) – *Plans de Prévention des Risques Naturels (PPR): risques d'inondation, Guide méthodologique*. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, Documentation Française, Paris, 123 p.

**GAUME E.** (2000a) – *Analyse du comportement hydrologique des parties amont des bassins-versants lors des crues des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, les Pyrénées Orientales et le Tarn : le bassin versant de la Clamoux*. Rapport, Cereve, Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement, 49 p.

**GAUME E.** (2000b) – *Analyse du comportement hydrologique des parties amont des bassins-versants lors des crues des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude, les Pyrénées Orientales et le Tarn : le bassin versant de la Nielle*. Rapport, Cereve, Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement, 49 p.

**GAUME E. et LIVET M.** (2001) – *Etude de la disparité des comportements hydrologiques des petits bassins-versants lors des événements extrêmes*. Rapport final, programme RIO 1, Cereve, Cete de Lyon, MATE, 181 p.

**GENTELLE P.** (1992). – Une géographie du mouvement : le désert du Taklamakan et ses environs comme modèle. *Annales de Géographie*, 567, pp. 553-594.

**GEZE B.** (1979) – *Guides géologiques régionaux : Languedoc Méditerranéen, Montagne Noire*. coll. dirigée par Ch. Pomerol, Masson, Paris, 191 p.

**GLEIZE S.** (1997) – *Occupation humaine et morphogenèse (massif de la Sainte Victoire). Le bassin de Puyloubier du Néolithique à l'antiquité tardive*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 149 p.

**GUERANGE-LOZES J., PELLET J.** (1990) – *Carte géologique de la France à 1:50 000 : Génolhac*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**GUILCHER A.** (1979) – *Précis d'hydrologie marine et continentale*. 2<sup>ème</sup> éd., Masson, Paris, 344 p.

**GUPTA A.** (1983) - High-magnitude floods and stream channel responses. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 6, pp. 219-227.

- H -

**HAUCHARD E.** (2002a) – *Note sur la méthodologie pour la définition des zones inondables des vallons secs en fonction de l'aléa ruissellement à partir des cartes topographiques au 1/25 000 de l'I.G.N.* Rapport, CNRS Laboratoire MTG UMR 6063, DDE Seine-Maritime.

**HAUCHARD E.** (2002b) – *PPRI par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la définition de l'aléa ruissellement, approche hydrogéomorphologique : application au bassin de l'Austreberthe.* CNRS Laboratoire MTG UMR 6063, DDE Seine-Maritime.

**HENROT E.** (1995) – *Evolution morphodynamique holocène de la basse vallée de l'Arc.* Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, 89 p.

**HÖVERMANN J., HÖVERMANN E.** (1991) – Pleistocene and Holocene geomorphological features between the Kunlun Mountains and the Taklimakan Desert. In D. Jäkel, Zhu Zenda eds Reports on the „1986 Sino-German Kunlun-Shan Taklimakan Expedition”, *Die Erde*, Ergänzungsheft 6, pp. 51-72.

**HUNTINGTON E.** (1907) – *Pulse of Asia, a journey in Central Asia illustrating the Geographical basis of history*, Boston, 415 p.

- J -

**JACOB N.** (2003) – The torrential crisis : temporal and spatial threshold of change : the example of the Cévennes (Ardèche, France), *The Mediterranean World Environment and History*, pp. 123-135.

**JACQ V.** (1996) - *Inventaire des situations à précipitations diluviennes en Languedoc-Roussillon / PACA / Corse.* Période 1958-1994, Phénomènes remarquables, 3, Météo-France, 193 p.

**JORDA M.** (1983) – La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Symposium sur la modification de l'environnement pendant l'Holocène – Bassin Méditerranéen*, p. 12.

**JORDA M.** (1985) – La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire*, n.s., 2, pp. 49-70.

**JORDA M., PROVANSAL M.** (1990) – Terrasses de culture et bilan érosif en région méditerranéenne. *Méditerranée*, 3-4, pp. 55-61.

**JORDA M., MIRAMONT C., ROSIQUE T., SIVAN O.** (2002) – Evolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du Sud, France) depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur, *In*

J.-P. Bravard et M. Magny Dir. *Histoires des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Errance, Paris, pp. 239-249.

**JORDA C. et MOLINA N.** (2004) - Manifestations du Petit Age Glaciaire en Basse Durance, la fouille de l'abbaye de Silvacane (La Roque d'Anthéron, Bouches du Rhône). *Méditerranée*, n°1-2, p. 55-60.

**JOUSSEAUME S.** (1999) - *Climats d'hier à demain*. ed CNRS, 141 p.

- L -

**LAMBERT R.** (1996) – *Géographie du cycle de l'eau*. Presses Universitaires du Mirail, amphi 7 Géo, Toulouse, 439 p.

**LAMBERT R., PRUNET C.** (2000) – L'approche géographique de l'inondation. L'exemple de la Garonne à l'aval de Toulouse. In Bravard J.-P. dir. *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques. Gestion des excès et de la pénurie*, p. 39-53.

**LANE E. W.** (1957) – A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodable material. *MRD Sediment Series*, Omaha, Nebraska, United States Engineering Division, Missouri River, Corps Engineers, pp. 1-106.

**LARGUIER G.** (2001) - Les inondations de l'Aude... ; l'apport des sources fiscales. Actes du Colloque « *Au chevet d'une catastrophe : les inondations des 12 et 13 novembre 1999* », pp.115-122.

**LARSEN I. L. et CUTSHALL N. H.** (1981) - Direct determination of <sup>7</sup>Be in sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 54, pp. 379–384.

**LAURENT V.** (2003) - *Détermination des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double (Aude) : inondabilité et morphogénèse*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 149 p. + annexes 146 p.

**LEFEVRE D., BALLOUCHE A.** (1991) - Evolution de l'environnement de la marge nord-saharienne à l'Holocène : exemple du bassin de Ksabi (moyenne Moulouya, Maroc). *Cahiers du Quaternaire*, 16, pp 451-477.

**LEMPERIERE G., LEONARD M., BOUASRIA A., FLEURY J., ROBINET N.** (2005) – Etude de l'interaction entre les dynamiques paysagère et sociale. Exemple du bassin-versant de l'Ouvèze (Ardèche, France). *Montagnes Méditerranéennes*, n°21, pp. 6-44.

**LEONARD M.** (2003) - *L'érosion hydrique des sols cultivés : analyse systémique et propositions de gestion. Application aux vignobles d'Ardèche méridionale*, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble : Institut de Géographie Alpine, 546 p.

**LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G.** (1957) – River Channel patterns, braided, meandering, straight. *United States Geological Survey*, pp. 39-85.

**LEROUX M.** (2005) - *Global warming : myth or reality ? The erring ways of climatology*. Praxis-Springer, 509 p.

**LE ROY-LADURIE E.** (1983) - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Collection champs, ed Flammarion, deux volumes (tome I : 287 p., tome II : 254 p.)

**LEVEAU Ph., MOCCI F., MULLE A., STOBEL M.** (1992) - L'occupation du sol dans le massif de la Sainte-Victoire de l'époque de la Tène à la fin de l'Antiquité. *Méditerranée*, n°1-2, pp. 69-79.

**LOYE-PILOT M. D., PASQUIER C.** (1994) – Les pluies et crues exceptionnelles de la Toussaint 1993 en Corse, CNFSH-AISH, PHI-UNESCO, *Actes de la journée scientifique du 2 juin 1994*, CEMAGREF, Aix-en-Provence, 35 p.

**LUINO F.** (1998) – Study on some villages damaged by natural processes in NW Italy. In Moore D., Hungr O. (Eds), *Proc. Of the 8th Congress of the IAEG*, Vancouver, 21-25 september 1998, pp. 1065-1070.

**LUINO F.** (1999) – The Flood and Landslide event of November 4-6 1994 in Piedmont Region (Northwestern Italy): Causes and Related Effects in Tanaro Valley. *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 24, n°2, pp. 123-129.

**LUINO F.** (2002) – Flooding vulnerability of a town in the Tanaro basin : the case of Ceva (Piedmont, Northwest Italy). In *Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in flood Risk Assessment*, ed. By Thorndycraft V.R., Benito G., Barriendos M., Llasat M.C., pp. 321-326.

**LUINO F.** (2005a) – Research on Urbanized Areas Damaged by Natural Processes in Piedmont (NW Italy), *Giornale di Geologia Applicata*, pp. 131-138.

**LUINO F.** (2005b)- Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy. *Geomorphology*, 66, pp. 13-39.

**LUINO F., BELLONI A., PADOVAN N., BASSI M., BOSSUTO P., FASSI P.** (2002) – Historical and Geomorphological Analysis as a research Tool for the identification of floodprone zones and its role in the revision of town planning : the Oglio Basin (Valcamonica – Northern Italy). *Géologie de l'Ingénieur dans les Pays en voie de développement – Comptes rendus du 9<sup>ème</sup> Congrès de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement*, Durban, Afrique du Su, 16-20 septembre 2002, J.-L. Van Rooy and C. A. Jermy éditeurs, pp. 602-611.

**LUINO F., FASSI P., BELLONI A., CIRIO C. G.** (2005) - *Identification of critical flood-prone areas along a river for future urban planning choices: the Serion Valley case study (Lombardy- Northern Italy)*. Sixième conférence internationale de géomorphologie à Saragosse, 7-11 septembre 2005, poster.

- M -

**MACAIRE J.-J.** (1990) - L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 1(1), pp. 41-49.



- MAGNY M.** (1995) - *Une histoire du climat, des derniers mamouths au siècle de l'automobile*. Paris, Errance, 176 p.
- MARRE A.** (2007) – Cartographie géomorphologique et cartographie des risques. *BAGF*, vol. 84, n°1, pp. 3-21.
- MARTIN P.** (1991) – *Hydromorphologie des systèmes karstiques des versants sud et ouest de la Sainte Beaufort*. Thèse de doctorat, Université de Provence, 326 p.
- MASSON M.** (1983) – *Essai de cartographie des champs d'inondation par photo-interprétation*. Rapport CETE Aix en Provence – STU, 47 p.
- MASSON M., GARRY G., BALLAIS J.-L.** (1996) – *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*. Ministère de l'Équipement, Ministère de l'Environnement, Editions Villes et Territoires, Paris, 100 p.
- MASSON M., MATHIEU L., BALLAIS J.-L., BONTE P.** (1999) – *Essai de datation des limons de crue au moyen des radioisotopes*. Rapport d'étape, CETE Méditerranée, 22 p.
- M. A. T. E.** (1994) – *Ruissellement pluvial urbain. Guide de la prévention*. La documentation française, Ministère de l'Aménagement du Territoire, Paris, 82 p.
- MATISOFF G., BONNIWELL E. C., WHITING P. J.** (2002) - Soil erosion and sediment sources in an Ohio watershed using Beryllium-7, Cesium-137, and Lead-210. *Journal of Environmental Quality*, 31, pp. 54-61.
- MEFFRE J.-C., BALLAIS J.-L.** (1996) – Le cadastre B d'Orange et la géo-archéologie du cours inférieur de l'Aigues et du Bois d'Uchaux. In G. Chouquer éd. *Les formes des paysages*, 2, Errance, Paris, pp. 67-80.
- MENILLET F. et al.** (1973) - *Carte géologique de la France à 1:50 000, feuille de Nîmes*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.
- MIOSSEC A., ARNOULD P., VEYRET Y.** (2004) - Développement durable : affaire de tous, approches de géographes. In « *Vers une géographie du développement durable* » MIOSSEC A, ARNOULD P, VEYRET Y, édité. Paris, Historiens et Géographes, pp. 85-96.
- MIRAMONT C.** (1998) – *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Thèse de doctorat, Université de Provence, 286 p.
- MIRAMONT C., JORDA M., PICHARD G.** (1998) - Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du SE). *Géographie physique et Quaternaire*, 52, pp. 381-392.
- MONTAGNE A.** (2003) – *Analyse des processus morphodynamiques dans le lit majeur des cours d'eau méditerranéens en vue de leur intégration dans une cartographie simplifiée de l'aléa inondation. Exemples du Gardon et de l'Ouvèze*. Mémoire de D.E.A., Université de Provence, pp. 125.
- MONTJUVENT G. et al.** (1991a) – *Carte géologique de France à 1:50 000, feuille Avignon (940)*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans.

**MONTJUVENT G. et al.** (1991b) – *Notice explicative de la carte géologique de France à 1:50 000, feuille Avignon (940)*. BRGM, éditions du Service Géologique National, Orléans, 91 p.

**MORISAWA M.** (1985) – *Rivers form and process*. London, New-York : Logman, 222 p.

**MURRAY A.S., WINTLE A.G.** (2000) - Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative dose protocol. *Radiation measurements*, 32, pp. 57-73.

**MUSSOT R.** (1992) - Crue d'octobre 1940 et lits fluviaux : observations et remarques complémentaires. in J. BECAT, G. SOUTADE eds *L'Aiguat del 40*, pp. 103-114.

- N -

**NANSON G. C. et CROKE J. C.** (1992) - A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, pp. 459-486.

**NANSON G. C. et KNIGHTON A. D.** (1996) – Anabranching rivers : their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, pp. 217-239.

**NEBOIT-GUILHOT R.** (1992) – Accumulation et creusement dans les vallées depuis 10 000 ans autour de la Méditerranée. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n°3, pp. 189-206.

- P -

**PARDE M.** (1968) – *Fleuves et rivières*. Armand Colin, 5<sup>ème</sup> édition, Paris, 241 p.

**PARE S.** (1996) – *La radioactivité à l'estuaire du fleuve Saint-Laurent : caractérisation, modélisation et bilans*. Thèse de doctorat, Université de Laval, 298 p.

**PASSEGA R.** (1957) – Texture as characteristics of clastic deposition. *American Association Petrol. Geol. Bull.*, n° 41.9, pp. 1952-1964.

**PASSEGA R.** (1963) - Analyses granulométriques, outil géologique pratique. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, pp. 1489-1499.

**PASTRE J.-F. et al.** (2002) – Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.) *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance, Paris, pp. 29-44.

**PEIRY J.-L.** (1994) - Application de l'analyse statistique multivariée et de l'image C/M des dépôts fluviaux à la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux : l'exemple d'un bras mort du Rhône en amont de Lyon. *Quaternaire*, 5/2, pp. 59-67.

**PEIRY J.-L. et PUPIER N.** (1994) - La notion de lit fluvial sur les rivières alpines et méditerranéennes. Actes du colloque : " *Aménagement et Gestion des grandes rivières méditerranéennes* ", Avignon, 8-9-10 sept. 1993 ; Numéro spécial *Etudes Vauclusiennes* N°5, pp. 51-57.

**PENVEN M.-J., DUPONT N. et GAILLARD S.** (2004) – Fonctionnement hydrogéomorphologique et cartographie des fonds alluviaux dans le contexte armoricain. *Mosella*, tome XXIX-n°3-4, pp. 101-111.

**PICHARD G.** (1995) – Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, n°3-4, pp. 105-116.

**PICKUP G.** (1991) – Event Frequency and Landscape Stability on the Floodplain Systems of Arid Central Australia. *Quaternary Science Review*, vol. 10, 5, pp. 463-473.

**PLAYFORD K., LEWIS G. N. J. et CARPENTER R. C.** (1990) - *Radioactive fallout in air and rain : results to the end of 1990*. Rapport du Department of Environment, D.O.E./R.A.S./92.015, 27 p.

**POLO M.** (2003). – *Le devisement du monde*. éd. critique sous la direction de Philippe Ménard, Droz, Genève, t. II, LV + 125 p.

**PRESCOTT J. R., HUTTON J. T.** (1994) - Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term variations. *Radiation Measurements*, 23, 497-500.

**PRESCOTT J. R., WILLIAMS F. M., HUNT C. D.** (2007) - Comparison of TL multiple aliquot, single grain GLSL SAR and C-14 ages for the Puritjarra, Australia, rock shelter. *Quaternary Geochronology*, in press.

**PROVANSAL M., BRUNETON H., VELLA C., ARNAUD-FASSTTA G., BALLAIS J.-L., LEVEAU P.** (2002) - Paléohydrologie holocène dans la basse vallée du Rhône, d'Orange à la mer. In Bravard J.-P., Magny M. (Eds) *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Errance, Paris, pp. 251-258.

## - R -

**RAMEZ P., PAQUIER A.** (2004) – Morphologie des rivières à gravier pavées avec berges érodables : partie 1 : valorisation d'expériences en laboratoire. *la Houille Blanche*, n°5, pp. 101-106.

**RCP 77** (1970) – *Légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50 000*. CNRS, Paris, 78 p.

**RICOUR J., ARGYRIADIS I., MONTEAU R.** (2005) - Nouvelle interprétation tectonique de la montagne Sainte-Victoire (Provence, France). *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 337, pp. 1277-1283.

**RITCHIE J. C. et Mc HENRY J. R.** (1973) - Determination of fallout <sup>137</sup>Cs and naturally occurring gamma-ray emitters in sediment. *International Journal of Applied Radiation and Isotope*, 24, pp. 575-578.

**RIVRAIN J. C.** (1997) - *Phénomènes remarquables n° 4, les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France*. Service Central d'Exploitation de la Météorologie, Météo France, 90 p.

**ROSGEN D. L.** (1994) - A classification of natural rivers. *Catena*, 22, pp. 169-199.

**ROSGEN D. L.** (1996) – *Applied river morphology*. 2<sup>ème</sup> Edition, Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado, 388 p.

**ROTARU M. et al.** (2006) - *Les Climats passés de la Terre*. Vuibert : Société géologique de France, 195 p.

**RUIZ D.** (1991) – *La morphologie holocène des piémonts du massif de la Sainte Victoire*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 97 p.

- S -

**SAFEGE - CETIIS** (1999) - *Etude préalable à la gestion et au soutien des étiages de la Cèze*.

**SCHUMM S.-A.** (1963) - *A tentative classification of alluvial river channels*. United States Geological Survey, 477 p.

**SCHUMM S.-A.** (1968) - River adjustment to altered hydrologic regimen Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *United States Geological Survey professional Paper*, 598, 65 p.

**SCHUMM S.-A.** (1977) - *The Fluvial System*. J. Wiley et sons, N.Y., 338 p.

**SCHUMM S.-A et KHAN H. R.** (1972) – Experimental study of channel pattern. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, pp. 1755-1770.

**SHAW J. et KELLERHALS R.** (1982) – The composition of recent alluvial gravels in Alberta river beds. *Alberta Bulletin 41*, Edmonton, Alberta Research council, 151 p.

**SHEFFER N. A., RICO M., ENZEL Y., BENITO G., GRODEK T.** (sous presse) - The Palaeoflood record of the Gardon River, France: A comparison with the extreme 2002 flood event, *Geomorphology*.

**SIEE** (1994) - *Etude Générale pour l'aménagement et la Gestion de la Cèze*. Etude commandée par le Syndicat Mixte pour l'Aménagement et le Développement Touristique du Pays de Cèze.

**SIEE** (1997) – *Définition des zones inondables de l'Argent-Double sur les communes de Caunes-Minervois, Trausse, Rieux-Minervois, Peyriac-Minervois, Azille et La Redorte*. Rapport d'étude, DDE de l'Aude, 23 p.

**SIEE** (1998) – *Schéma d'aménagement de la moyenne vallée de l'Orbieu et de ses affluents*. Syndicat Intercommunal d'Aménagement Hydraulique du bassin de l'Orbieu, rapport d'étude, 60 p. + annexes.

**SIEE** (2006) - *Atlas des zones inondables du bassin-versant du Tech par la méthode hydrogéomorphologique*. Rapport d'études, Diren Languedoc-Roussillon, 84 p.

**SIMONE C.** (2000) - *Le géosystème dunaire anthropisé d'Essaouira-est (Maroc atlantique). Dynamique et paléoenvironnements*. Thèse de doctorat, Université de Provence, 199 p.

**SOGON S.** (1999) – *Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin-versant de la Brie : application des traceurs radioactifs naturels et magnétique*. Thèse de doctorat, Université de Paris I, 304 p.

**SOGREAH** (2002) – *Plan de Prévention des Risques d'Inondation : bassin de l'Orbieu*. Préfecture de l'Aude, DDE de l'Aude, Note de présentation (28 pages) et atlas cartographique, application par anticipation.

**SPIERS E.** (2004) – *Cartographie hydrogéomorphologique : analyses sédimentologiques sur une section de la Cèze (Gard)*. Mémoire de Maîtrise STU, Université de Bretagne occidentale, 44 p.

**STARKEL L.** (1983) - The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. In K. J. Gregory, editor. *Background to palaeohydrology*, Wiley, Chichester, UK, pp. 213-235.

**STRAHLER N.** (1952) – Quantitative analyses of watershed geomorphology. *American geophysical union transaction*, 38, pp. 913-920.

**STRATEGIS** (2000) – *Analyse de l'épisode pluvieux des 1<sup>er</sup> et 13 novembre 1999 sur le département de l'Aude*. Rapport d'étude, DDE de l'aude, Carcassonne, 23 p. + annexes.

**STRIEDER K.** (1988) – Le Rhin en Alsace du nord au Subboréal. Genèse d'une terrasse fluviale holocène et son importance pour la mise en valeur de la vallée. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, deuxième série, 25<sup>e</sup> année, n°33, 1, pp. 5-10.

**STUBBLEFIELD A. P., WHITING P. J., FONDRAN C., MATISOFF G.** (2005) – Fine scale temporal resolution of sediment source by <sup>7</sup>Be. *EOS Transactions, Eos. AGU*, 86(18), *Jt. Assem. Suppl.*, Abstract H51C-09.

- T -

**TELES V., BRAVARD J.-P., DE MARSILY G., PERRIER E.** (2001) - Modelling of the construction of the Rhône alluvial plain since 15 000 years BP. *Sedimentology*, 48, 6, pp. 1209-1224.

**TOOTH S. and NANSON G. C.** (1999) – Anabranching rivers on the Northern Plains of arid central Australia. *Geomorphology*, 29, pp. 211-233.



**TOUABI O.** (2004) – *Etudes des formes et des formations à la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes sur le piémont sud de la montagne Sainte Victoire (Bouches-du-Rhône)*. Mémoire de DEA, Université de Provence, 64 p. + annexes.

**TRICART J.** (1960) – Les modalités du transport des alluvions dans les rivières cévenoles. *Bulletin de l'Association Internationales des Sciences Hydrologiques*, 20, pp. 75-84.

**TRICART J.** (1965) – *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris, 496 p.

**TRICART J.** (1977a) - Types de lits fluviaux en Amazonie brésilienne. *Annales de Géographie*, 473, pp. 1-54.

**TRICART J.** (1977b) – *Précis de géomorphologie*. Paris, Sedes, 345 p.

**TRICART J.** (1981) – *Précis de Géomorphologie : Géomorphologie climatique*. Tome 3, SEDES, CDU, Paris, 313 p.

**TRZPIT J.-P.** (1980) - La Méditerranée, un creuset d'humidité. *Méditerranée*, tome 40, 4, pp. 13-28.

## - U -

**U.N.S.C.E.A.R.** (1988) - *Sources, effects and risks of ionising radiation*. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, United Nations, New York.

**URIBELARREA D., BENITO G.** (2005) - Fluvial changes of the Guadalquivir River during the Holocene (Coroloba, S. Spain). *Sixth International Conference on Geomorphology*, September 7-11, Zaragoza (Spain), communication orale.

**USACE** (2001) – *HEC-RAS: River Analysis System*. Institut for Water Ressources, Davis, Hydraulic reference manual (262 pages) et User's manual (320 pages), téléchargeables : [www.hec.usace.army.mil](http://www.hec.usace.army.mil)

## - V -

**VALLAURI D.** (1997) - Aperçu sur l'évolution écologique des forêts dans les Préalpes du sud depuis la Révolution. *Forêt méditerranéenne*, 13 p.

**VANDENBERGHE J.** (2001) - A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International*, Volume 79, pp. 111-121.

**VATAN A.** (1967) - *Manuel de sédimentologie*. Paris : Éditions Technip, 399 p.

**VAUDOUR J.** (1981) – Travertins et croûtes calcaires. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, Paris, n° 479-480, pp. 203-210.

**VAUDOUR J.** (1986) - Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes. *Méditerranée*, n°1-2, pp. 3-10.

**VAUDOUR J. et al.** (1988) – *Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France (Provence, Languedoc, Roussillon)*. UA 903 du CNRS, Karts et géosystèmes karstiques dans les domaines méditerranéen et alpin, 280 p.

**VERDEIL P.** (2001) – Les événements des 12 et 13 novembre 1999 dans l'Aude. Pluies et inondations. *Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Aude*, Tome CI, 9 p.

**VEYRET Y.** (sous la direction de) (1998) - *L'érosion entre nature et société*. Dossiers des Images Economiques du Monde, SEDES, Paris, 339 p.

**VIERS G., VIGNEAU J.-P.** (1994) - *Eléments de climatologie*. Nathan fac, 224 p.

**VISHER G. S.** (1969) - Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), pp. 1074-1106.

**VITA-FINZI C.** (1969) - *The Mediterranean Valleys : Geological Changes in Historical Times*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 140 p.

- W -

**WALLBRINK P. J., MURRAY A. S.** (1993) – Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes, Hydrological processes, vol. 7, n°3, pp. 297-304.

**WALLING D. E., QUINE T. A., HE Q.** (1992) - Investigating contemporary rates of floodplain sedimentation, In: Petts, G. & Carling, P.A. (eds) *Lowland Floodplain Rivers*, Wiley, Chichester, pp. 154-184.

**WALLING D. E. et WOODWARD J. C.** (1992) - Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources. In : *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins*, Proceedings of the Oslo symposium, Août 1992, I.A.H.S. Publication, n°210, pp. 153-164.

**WARD R.** (1978) – *Floods, a geographical perspective*. Ed. Macmillan, Coll. Focals problems in geography series, 244 p.

**WEISROCK A., ROGNON P.** (1977) - Evolution morphologique des basses vallées de l'Atlas atlantique Marocain. *Géologie méditerranéenne*, V, 4, pp. 313-334.

**WHITING P. J., BONNIWELL E. C., MATISOFF G.** (2001) – Depth and areal extent of sheet and rill erosion based on radionuclides in soils and suspended sediment. *Geology*, vol. 29, n° 12, pp. 1131-1134.

**WILLIAMS F.** (2006) – *Report on optically stimulated luminescence (OSL) dating of samples from the alluvial plain of the Argent-Double, Languedoc-Roussillon, France*. Luminescence Dating Laboratory School of Chemistry and Physics University of Adelaide, 6 p.

**WILLIAMS G. E.** (1970) - Piedmont sedimentation and late Quaternary chronology in the Biskra region of the northern Sahara. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, pp. 40-63.

**WULAMU M.** (en cours) – *Les risques d'inondation dans la région du Xinjiang (Chine)*. Thèse de doctorat, Université de Provence.

- Y -

**YANG XIAOPING** (2005) – *Desert and Earth system – with a special reference to western China*. Plenary Lecture, Six International Conference on Geomorphology, Zaragoza.

**YANG M. Y., WALLING D. E., TIAN J. L., LIU P. L.** (2006) – Partitioning the contributions of sheet and rill erosion using <sup>7</sup>Be et <sup>137</sup>Cs. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, pp. 1579-1590.

- Z -

**ZAGHDOUD A.** (en cours) – *Dynamique actuel des cours d'eau et applicabilité de la méthode hydrogeomorphologique dans le sud tunisien*. Thèse de doctorat, Université de Provence.

**ZAGHDOUD A., DELORME-LAURENT V., BALLAIS J.-L.** (2005) – *L'applicabilité de la méthode hydrogéomorphologique au domaine méditerranéen aride : le cas de la Tunisie centrale et méridionale*. Réunion du groupe de travail Hydrogéomorphologie, Groupe Français de Géomorphologie, montage Powerpoint.

**ZERAI K.** (2006) - *Les environnements holocènes et actuels dans le bassin-versant de l'oued Sbeitla (Tunisie centrale)*. Thèse de Doctorat, Université de Paris 7, 333 p.

**ZHU ZENDA, LIU SHU, WU ZHEN, DI XINMIN** (1986) – *Deserts in China*. Institute of Desert Research, 132 p.

**ZHU ZHENDA, LU JINHUA** (1991) – A study of the formation and development of aeolian landforms and the trend of environmental changes in the lower reaches of the Keriya River, Central Taklimakan Desert, , in D. JÄKEL, ZHU ZENDA eds Reports on the „1986 Sino-German Kunlun-Shan Taklimakan Expedition”, *Die Erde*, Ergänzungsheft 6, pp. 89-97.

## Sites internet

[www.anthro.unige.ch](http://www.anthro.unige.ch)  
[www.aude.pref.gouv.fr](http://www.aude.pref.gouv.fr)  
[www.environnement.gouv.fr](http://www.environnement.gouv.fr)  
[www.gallica.bnf.fr](http://www.gallica.bnf.fr)  
[www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)

[www.insee.fr](http://www.insee.fr)  
[www.languedoc-roussillon.driv.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.driv.gouv.fr)  
[www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr)  
[www.le-minervois.com](http://www.le-minervois.com)  
[www.logassist.com](http://www.logassist.com)  
[www.lthe.hmg.inpg.fr](http://www.lthe.hmg.inpg.fr)  
[www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr)  
[www.oceano.org](http://www.oceano.org)  
[www.sarreguemines-museum.com](http://www.sarreguemines-museum.com)  
[www.vaison-la-romaine.com](http://www.vaison-la-romaine.com)





---

# TABLE DES MATIERES



Remerciements .....	3
Sommaire .....	7
Introduction : .....	9
du constat de l'efficacité de la méthode hydrogéomorphologique à la nécessité de son amélioration.....	9
1. Du constat d'efficacité... ..	12
1.1. La cartographie des zones inondables par la méthode hydrogéomorphologique 12	
1.1.1. Les critères d'identification des zones inondables .....	12
1.1.1.1. Les unités fonctionnelles .....	13
1.1.1.1.1. Le lit mineur .....	13
1.1.1.1.2. Le lit moyen .....	14
1.1.1.1.3. Le lit majeur .....	15
1.1.1.2. Les unités non fonctionnelles .....	15
1.1.2. Les outils de la cartographie hydrogéomorphologique .....	16
1.1.3. Historique de la méthode.....	17
1.2. Une efficacité attestée .....	18
2. ...à l'amélioration nécessaire .....	20
2.1. L'amélioration de la détermination de la limite externe de la zone inondable	20
2.2. Terrasses holocènes et lits majeurs exceptionnels: cas particuliers à l'intérêt double .....	22
2.2.1. Généralités sur les terrasses alluviales .....	23
2.2.2. De la recherche appliquée à la recherche fondamentale .....	26
2.3. La nécessité de donner une réalité hydrologique aux différents lits .....	28
3. Plan.....	30
Chapitre 1 : Des bassins- versants du Midi méditerranéen français .....	31
1. L'échelle régionale : le choix du Midi méditerranéen français.....	35
1.1. Les caractéristiques particulières du climat méditerranéen.....	35
1.1.1. Le rôle de l'organisation du relief .....	35
1.1.2. La Méditerranée : « réservoir » de potentiel précipitable .....	36
1.2. Les conditions essentielles de la pluvio-genèse .....	36
1.2.1. Le potentiel précipitable .....	36
1.2.2. Des conditions favorables aux ascendances .....	37
1.2.3. Un facteur déclenchant ces ascendances .....	37
1.3. Répartition temporelle et spatiale des événements paroxysmiques (en nombre et en intensité) .....	37
1.4. Conclusion.....	38
2. Descriptions des bassins-versants .....	40
2.1. Des affluents du Rhône .....	40
2.1.1. La Cèze.....	40
2.1.1.1. Son bassin-versant.....	40
2.1.1.1.1. Sa situation, sa forme et ses dimensions .....	40
2.1.1.1.2. Ses principaux affluents .....	43
2.1.1.1.3. Son système de pentes .....	43
2.1.1.2. La lithologie du bassin-versant .....	44
2.1.1.3. Le régime pluviométrique et hydrologique .....	47
2.1.1.3.1. Un régime pluviométrique irrégulier.....	47
2.1.1.3.2. Un régime hydrologique contrasté .....	48
2.1.1.4. L'occupation du sol dans le bassin-versant.....	50
2.1.1.5. Conclusion.....	51
2.1.2. Le Gardon.....	52
2.1.2.1. Son bassin-versant.....	54

2.1.2.1.1.	Sa situation, sa forme et ses dimensions .....	54
2.1.2.1.2.	Ses principaux affluents .....	54
2.1.2.1.3.	Son système de pentes .....	55
2.1.2.2.	La lithologie du bassin-versant .....	57
2.1.2.3.	Le régime pluviométrique et hydrologique .....	57
2.1.2.4.	L'occupation du sol dans le bassin-versant .....	59
2.1.2.5.	Conclusion .....	59
2.1.3.	L'Ouvèze .....	60
2.1.3.1.	Son bassin-versant .....	60
2.1.3.1.1.	Sa situation, sa forme et ses dimensions .....	60
2.1.3.1.2.	Ses principaux affluents .....	61
2.1.3.1.3.	Son système de pentes .....	62
2.1.3.2.	La lithologie du bassin-versant .....	62
2.1.3.3.	Le régime pluviométrique et hydrologique .....	65
2.1.3.3.1.	Un régime pluviométrique irrégulier .....	65
2.1.3.3.2.	Un régime hydrologique contrasté .....	66
2.1.3.4.	L'occupation du sol dans le bassin-versant .....	67
2.1.3.5.	Conclusion .....	68
2.2.	Des affluents de l'Aude .....	69
2.2.1.	L'Argent-Double .....	69
2.2.1.1.	Son bassin-versant .....	69
2.2.1.1.1.	Sa situation, sa forme et ses dimensions .....	69
2.2.1.1.2.	Ses principaux affluents .....	71
2.2.1.1.3.	Son système de pentes .....	71
2.2.1.2.	La lithologie du bassin-versant .....	71
2.2.1.2.1.	Le sous-bassin amont .....	71
2.2.1.2.2.	Le sous-bassin aval .....	72
2.2.1.3.	Régime pluviométrique et régime hydrologique .....	73
2.2.1.3.1.	Un régime pluviométrique irrégulier .....	73
2.2.1.3.2.	Un régime hydrologique sporadique .....	74
2.2.1.4.	L'occupation du sol .....	75
2.2.1.5.	Conclusion .....	76
2.2.2.	L'Orbieu .....	77
2.2.2.1.	Son bassin-versant .....	77
2.2.2.1.1.	Sa situation, sa forme et ses dimensions .....	77
2.2.2.1.2.	Ses principaux affluents .....	79
2.2.2.1.3.	Son système de pentes .....	79
2.2.2.2.	La lithologie du bassin-versant .....	80
2.2.2.3.	Le régime pluviométrique et hydrologique .....	81
2.2.2.4.	L'occupation du sol dans le bassin-versant .....	83
2.2.2.5.	Conclusion .....	83
2.3.	Un affluent de l'Arc : le Bayon .....	84
2.3.1.1.	Localisation et description .....	84
2.3.1.2.	La lithologie .....	84
2.3.1.3.	Climat et régime hydrologique .....	86
2.3.1.4.	L'occupation du sol : le poids des civilisations (Henrot, 1995) .....	87
2.3.1.5.	Conclusion .....	88
2.4.	Conclusion .....	88
Chapitre 2 :	La méthodologie .....	91
1.	Les méthodes de terrain d'acquisition de données .....	94
1.1.	La stratigraphie .....	94
1.2.	La stratégie de prélèvement des échantillons .....	95
1.3.	Les levés topographiques .....	96

1.3.1.	Les levés issus du modèle morpho-topographique .....	97
1.3.2.	Les levés issus des travaux de géomètres.....	98
2.	Les analyses sédimentologiques.....	99
2.1.	Les granulométries .....	99
2.1.1.	Le protocole méthodologique.....	100
2.1.1.1.	Le tamisage humide .....	100
2.1.1.2.	Le tamisage à sec.....	101
2.1.1.3.	La granulométrie laser.....	101
2.1.1.4.	Les limites du protocole .....	102
2.1.2.	Les modes d'expression des résultats.....	103
2.1.2.1.	La texture.....	103
2.1.2.2.	Les variables statistiques et les différents indices.....	103
2.1.2.2.1.	Le mode (mm).....	103
2.1.2.2.2.	Les fractiles .....	104
2.1.2.2.2.1	L'indice de classement ou indice de tri.....	104
2.1.2.2.2.2	L'indice d'asymétrie, le Skewness.....	105
2.1.2.2.2.3	Le grain moyen.....	105
2.1.2.3.	L'image C/M (Passega, 1957).....	106
2.1.2.3.1.	La détermination des milieux de sédimentation.....	106
2.1.2.3.2.	Constitution de l'image .....	106
2.1.2.3.3.	Interprétation théorique des résultats .....	106
2.1.2.3.4.	Critique de l'utilisation de l'image C/M .....	107
2.2.	Les analyses chimiques .....	108
2.2.1.	La calcimétrie (Cailleux et Tricart, 1959).....	108
2.2.2.	Le dosage de la matière organique par la méthode de A. Walkley.....	109
2.2.2.1.	Le principe (Cailleux et Tricart, 1959).....	109
2.2.2.2.	Le mode opératoire.....	110
2.2.2.3.	Le calcul : .....	110
2.2.3.	Les analyses chimiques par spectrométrie gamma .....	110
2.3.	Morphoscopie des quartz (Cailleux et Tricart, 1959) .....	111
2.3.1.	Préparation des échantillons.....	111
2.3.1.1.	Le lavage à l'eau .....	111
2.3.1.2.	Le lavage à l'acide chlorhydrique à froid et à chaud .....	111
2.3.1.3.	Le lavage à l'acide oxalique.....	111
2.3.2.	Montage et examen des échantillons.....	112
3.	Les datations.....	113
3.1.	Les isotopes radioactifs... ..	113
3.1.1.	...à rayonnement bêta : le $^{14}\text{C}$ .....	113
3.1.1.1.	Principes de la méthode.....	113
3.1.1.2.	Le choix et les limites de cette méthode .....	114
3.1.2.	... à rayonnement gamma : le $^{137}\text{Cs}$ et le $^7\text{Be}$ .....	114
3.1.2.1.	La détection par spectrométrie gamma et la détermination de la radioactivité (Sogon, 1999).....	114
3.1.2.2.	Le $^{137}\text{Cs}$ .....	116
3.1.2.3.	Le $^7\text{Be}$ .....	119
3.2.	L' O.S.L. (Luminescence Stimulée Optiquement).....	119
3.2.1.	La datation de la luminescence .....	120
3.2.2.	Préparation des échantillons.....	121
3.2.3.	Procédures analytiques .....	121
3.2.4.	Détermination du débit de dose.....	122
3.2.4.1.	Mesure de l'uranium, du thorium et du potassium.....	122
3.2.4.2.	Mesure de la contribution du rayonnement cosmique .....	122
3.2.5.	Mesures de la luminescence .....	122



3.2.5.1.	Préparation des aliquotes.....	122
3.2.5.2.	Protocole de mesure .....	123
3.2.5.3.	L'équipement utilisé.....	124
3.2.6.	Les limites de cette méthode .....	124
3.3.	Les méthodes archéologiques.....	124
4.	La modélisation du débit morphologique et le calcul de la pluie brute qui pourrait générer ce débit .....	128
4.1.	La modélisation .....	128
4.1.1.	L'étude géomorphologique .....	128
4.1.2.	L'interface de quantification : l'élaboration du modèle morpho- topographique.....	129
4.1.3.	La quantification : l'élaboration du modèle hydraulique .....	129
4.2.	Le calcul de la pluie brute .....	130
4.2.1.	Transformation du débit en pluie nette .....	130
4.2.2.	Inversion de la fonction de production.....	131
5.	Représentation synthétique des méthodes utilisées.....	132
Chapitre 3 : La morphologie de la plaine alluviale est conditionnée par les mécanismes hydrologiques .....		133
1.	Le problème de l'identification des lits mineurs de différents styles fluviaux .....	135
1.1.	La méthode de diagnostic proposée .....	136
1.1.1.	Rivières à sable et rivières à gravier.....	136
1.1.2.	Les styles fluviaux.....	138
1.1.2.1.	Les lits mineurs rectilignes.....	138
1.1.2.1.1.	Les lits mineurs rectilignes droits (figure 39) .....	138
1.1.2.1.2.	Les lits mineurs rectilignes sinueux .....	139
1.1.2.2.	Les lits mineurs méandriformes .....	139
1.1.2.3.	Les lits mineurs en tresses.....	141
1.1.2.4.	Les lits mineurs anastomosés .....	142
1.1.2.5.	Les lits mineurs des « anabranching rivers » .....	143
1.1.2.6.	Des lits mineurs plus complexes... ..	145
1.1.2.6.1.	...entre tressage et méandriforme .....	145
1.1.2.6.2.	...entre tressage et anastomose .....	146
1.2.	Conclusion.....	146
2.	Réalité hydrologique des différents niveaux des plaines alluviales et justification de la présence des talus .....	148
2.1.	L'exemple de l'Orbieu .....	149
2.1.1.	Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale .....	150
2.1.2.	Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure et interprétations des résultats obtenus.....	151
2.1.2.1.	Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure ..	151
2.1.2.2.	Conclusions .....	152
2.1.2.2.1.	Justification des fréquences de submersion et du maintien des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle .....	152
2.1.2.2.2.	Répartition saisonnière et mensuelle des crues selon les unités géomorphologiques qu'elles affectent .....	154
2.2.	L'exemple de l'Ouvèze .....	156
2.2.1.	Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale .....	157

2.2.1.1. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale au niveau du Pont Neuf pour la période antérieure au 29/11/1993 .....	160
2.2.1.2. Estimation des hauteurs de submersion des différentes surfaces par la modélisation de la plaine alluviale au niveau du Pont Neuf pour la période postérieure au 29/11/1993 .....	160
2.2.2. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement enregistrées à la station de mesure et interprétations des résultats obtenus.....	161
2.2.2.1. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement mesurées à la station de mesure du Pont Neuf avant le 29/11/1993 .....	161
2.2.2.2. Confrontation des valeurs seuils de submersion des différentes unités géomorphologiques aux cotes réellement mesurées à la station de mesure en amont du Pont Neuf après le 29/11/1993 .....	162
2.2.2.3. Conclusions .....	163
2.2.2.3.1. Justification des fréquences de submersion et du maintien des talus qui séparent les différentes unités de la plaine alluviale fonctionnelle .....	163
2.2.2.3.2. Répartition saisonnière et mensuelle des crues selon les unités géomorphologiques qu'elles affectent .....	165
2.3. Conclusion.....	166
Chapitre 4 : Les contacts entre la zone inondable et l'encaissant .....	169
1. L'effacement de la limite externe.....	172
1.1. L'adoucissement du talus de la dernière terrasse alluviale pléistocène par ruissellement diffus .....	172
1.2. Le recouvrement par colluvionnement du talus de la terrasse : étude de cas de l'Orbieu au lieu-dit « Les Trois Chemins ».....	173
1.2.1. Description de la coupe étudiée .....	173
1.2.2. La texture des échantillons.....	175
1.2.3. La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées ....	176
1.2.4. Les différents indices .....	179
1.2.4.1. Le grain moyen.....	179
1.2.4.2. Le coefficient d'asymétrie.....	179
1.2.4.3. L'indice de tri .....	180
1.2.5. Conclusion : interprétation de la coupe.....	181
1.2.6. Résultat cartographique.....	181
1.3. L'exhaussement du lit majeur .....	183
1.3.1. L'exhaussement du lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix .....	183
1.3.1.1. Description de l'évolution de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze par l'analyse des dépôts de la coupe .....	184
1.3.1.2. Calcul de la vitesse moyenne de sédimentation dans cette partie du lit majeur ordinaire de l'Ouvèze .....	186
1.3.1.3. Interprétation cartographique .....	186
1.3.2. L'exhaussement du lit majeur ordinaire de l'Argent-Double à La Redorte. ....	188
1.3.2.1. Description de l'évolution de l'accumulation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double par l'analyse des dépôts de la coupe .....	190
1.3.2.2. Les rythmes de sédimentation dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double .....	193
1.3.2.2.1. Détermination des rythmes de sédimentation par les comptages du <sup>137</sup> Cs .....	193
1.3.2.2.1.1. Résultats des comptages.....	193

1.3.2.2.1.2	Interprétation des comptages.....	194
1.3.2.2.2.	Amélioration de la connaissance de la rythmicité de la sédimentation par la prise en compte d'un ouvrage fournissant un repère temporel .....	197
1.3.2.3.	Comparaison de la sédimentation dans le lit majeur ordinaire, dans le lit moyen et en dehors de la zone inondable.....	200
1.3.2.3.1.	Evaluation des taux de sédimentation en lit moyen .....	200
1.3.2.3.2.	Evaluation des taux de sédimentation en dehors de la plaine alluviale fonctionnelle .....	201
1.3.2.4.	Perspectives de recherches .....	201
1.3.2.5.	Conclusion.....	203
1.3.3.	L'exhaussement des lits majeurs du Gardon, de la Cèze et de leurs affluents .....	203
1.3.3.1.	Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau des bassins-versants du Gardon et de la Cèze par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$ .....	205
1.3.3.1.1.	Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau du bassin-versant du Gardon par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$ .....	205
1.3.3.1.2.	Quantification de l'exhaussement des lits majeurs des cours d'eau du bassin-versant de la Cèze par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$ .....	221
1.3.3.1.3.	Conclusion sur l'estimation des dépôts de crue par l'analyse des teneurs en $^7\text{Be}$ .....	227
1.3.3.2.	Les analyses granulométriques des échantillons démontrent les limites de l'utilisation du $^7\text{Be}$ .....	228
1.3.3.2.1.	Le rapport entre la texture et la teneur en $^7\text{Be}$ .....	228
1.3.3.2.2.	La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées .....	231
1.3.3.2.3.	Conclusion.....	232
1.3.3.3.	Essai de détermination de l'origine des sédiments à partir de l'analyse de la teneur en $^{234}\text{Th}$ , $^{228}\text{Th}$ , K.....	233
1.3.3.3.1.	Le cas du bassin-versant de la Cèze .....	233
1.3.3.3.2.	Le cas du bassin-versant du Gardon.....	234
1.3.3.3.3.	Conclusion.....	235
1.3.4.	Conclusion : conséquences de l'exhaussement des lits majeurs sur la prévention et sur l'évolution de l'inondabilité .....	237
2.	Les niveaux topographiques intermédiaires .....	240
2.1.	Les lits majeurs exceptionnels.....	240
2.1.1.	...du Tech à Amélie-les-Bains .....	240
2.1.2.	...de la Cèze .....	244
2.1.2.1.	Localisation .....	244
2.1.2.2.	Description du profil transversal et de la coupe étudiée .....	244
2.1.2.2.1.	Le profil en travers de la plaine alluviale de la Cèze à l'aval de Saint-André-de-Roquepertuis (figure 96) .....	244
2.1.2.2.2.	Description de la formation constituant le niveau étudié.....	248
2.1.2.2.2.1	Analyses granulométriques .....	248
2.1.2.2.2.2	Les analyses chimiques .....	252
2.1.2.2.3.	Confirmation du caractère inondable par les observations de terrain .....	253
2.1.2.3.	Conclusion : interprétation des résultats .....	254
2.1.3.	...du Gardon.....	255
2.1.3.1.	Localisation .....	255
2.1.3.2.	Description du profil transversal et de la coupe étudiée .....	255
2.1.3.2.1.	Le profil en travers de la plaine alluviale du Gardon entre Moussac et Dions .....	255

2.1.3.2.2.	Description de la formation constituant le niveau intermédiaire	256
2.1.3.2.2.1	Analyses granulométriques .....	257
2.1.3.2.2.2	Les analyses chimiques .....	257
2.1.3.2.3.	Confirmation du caractère inondable par les observations de terrain .....	258
2.1.3.2.4.	Les éléments de datation .....	259
2.1.3.3.	Conclusion : interprétation des résultats .....	260
2.1.4.	...de l'Orbieu.....	262
2.1.4.1.	Localisation et description des transects étudiés.....	262
2.1.4.2.	Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Les Trois Chemins ».....	264
2.1.4.3.	Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « La Mourède ».....	264
2.1.4.3.1.	Description du profil transversal .....	264
2.1.4.3.2.	Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés à la tarière dans le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « La Mourède ».....	267
2.1.4.3.2.1	Analyse de la texture des échantillons .....	267
2.1.4.3.2.2	La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées .....	268
2.1.4.3.2.3	Analyse des indices granulométriques .....	269
2.1.4.3.3.	Conclusion : interprétation des résultats .....	271
2.1.4.4.	Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Le Faubourg ».....	272
2.1.4.4.1.	Description du profil transversal et de la coupe étudiée .....	272
2.1.4.4.2.	Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés dans la coupe du lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Le Faubourg » .....	275
2.1.4.4.2.1	Analyse de la texture des échantillons .....	275
2.1.4.4.2.2	La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées .....	276
2.1.4.4.2.3	Analyse des indices granulométriques .....	277
2.1.4.4.2.4	Analyse de la teneur en carbonate de calcium .....	277
2.1.4.4.3.	Conclusion : interprétation des résultats .....	277
2.1.4.5.	Le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Les Carbenats » .....	278
2.1.4.5.1.	Description du profil transversal .....	278
2.1.4.5.2.	Analyses sédimentologiques des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Carbenats » .....	281
2.1.4.5.2.1	Analyse de la texture des échantillons .....	281
2.1.4.5.2.2	La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées .....	282
2.1.4.5.2.3	Analyse des indices granulométriques .....	283
2.1.4.5.3.	Conclusion : interprétation des résultats .....	284
2.1.4.6.	Cartographie hydrogéomorphologique du tronçon .....	284
2.1.5.	Conclusion.....	286
2.2.	Les terrasses holocènes... ..	287
2.2.1.	...du Bayon .....	287
2.2.1.1.	Localisation et description des transects étudiés.....	287
2.2.1.2.	Caractérisation sédimentologique des différents niveaux.....	292
2.2.1.2.1.	Analyse de la texture .....	292
2.2.1.2.1.1	Analyse de la texture des échantillons de surface .....	292
2.2.1.2.1.2	Analyse de la texture des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5.....	294
2.2.1.2.1.3	Analyse de la texture des échantillons prélevés à la tarière sur le niveau intermédiaire nommé BN4 .....	295
2.2.1.2.1.4	Analyse de la texture des échantillons prélevés à la tarière sur le glaciis .....	296

2.2.1.2.2. La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées.....	298
2.2.1.2.2.1 ... des échantillons de surface.....	298
2.2.1.2.2.2 ... des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5 .....	299
2.2.1.2.2.3 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4 .....	299
2.2.1.2.2.4 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le glaci.....	299
2.2.1.2.3. Analyse des indices granulométriques.....	300
2.2.1.2.3.1 ... des échantillons de surface.....	300
2.2.1.2.3.2 ... des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5 .....	301
2.2.1.2.3.2.1 Le grain moyen.....	301
2.2.1.2.3.2.2 L'asymétrie.....	301
2.2.1.2.3.2.3 L'indice de tri .....	302
2.2.1.2.3.3 ... des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4 .....	303
2.2.1.2.3.3.1 Le grain moyen.....	303
2.2.1.2.3.3.2 L'asymétrie.....	303
2.2.1.2.3.3.3 L'indice de tri .....	304
2.2.1.2.3.4 ... des échantillons prélevés à la tarière sur le glaci.....	305
2.2.1.2.3.4.1 Le grain moyen.....	305
2.2.1.2.3.4.2 L'asymétrie.....	305
2.2.1.2.3.4.3 L'indice de tri .....	306
2.2.1.2.4. Conclusion.....	307
2.2.1.2.5. Chronologie des dépôts .....	307
2.2.1.2.6. Cartographie hydrogéomorphologique du secteur .....	309
2.2.2. ...de l'Argent-Double .....	311
2.2.2.1. Localisation et description des niveaux intermédiaires.....	311
2.2.2.2. Analyses granulométriques .....	316
2.2.2.2.1. Analyse de la texture .....	316
2.2.2.2.2. Analyse de la fraction sableuse .....	320
2.2.2.2.2.1 La distribution de la fraction sableuse : l'analyse des courbes cumulées .....	320
2.2.2.2.2.2 L'analyse des indices granulométriques .....	321
2.2.2.2.2.2.1 Le grain moyen.....	321
2.2.2.2.2.2.2 L'asymétrie.....	323
2.2.2.2.2.2.3 L'indice de tri .....	325
2.2.2.2.3. Analyse de la totalité du sédiment : l'image C/M.....	326
2.2.2.3. Les analyses chimiques .....	328
2.2.2.3.1. L'analyse du pourcentage de matière organique.....	328
2.2.2.3.2. L'analyse de la teneur en carbonate de calcium.....	330
2.2.2.3.3. La morphoscopie des quartz.....	332
2.2.2.4. Premières conclusions .....	332
2.2.2.5. Détermination de l'inondabilité du niveau intermédiaire en amont de Rieux-Minervois.....	333
2.2.2.5.1. Estimation du débit susceptible d'inonder le niveau et confrontation aux valeurs de débits des plus fortes crues actuelles .....	333
2.2.2.5.1.1 Calcul du débit .....	333
2.2.2.5.1.2 Comparaison du débit obtenu par le calcul à ceux mesurés lors des crues exceptionnelles de cours d'eau de l'Hérault, du Gard et des Pyrénées-Orientales.....	336



2.2.2.5.2. Le calcul de la pluie brute et comparaisons avec les records pluviométriques enregistrés sur la région.....	338
2.2.2.5.2.1 Transformation du débit en pluie brute. ....	338
2.2.2.5.2.2 Comparaison avec les différents records pluviométriques....	338
2.2.2.6. Les datations.....	339
2.2.2.6.1. Les datations relatives .....	339
2.2.2.6.1.1 La position topographique et le faciès.....	339
2.2.2.6.1.2 Le pseudomycélium : un indicateur du temps écoulé. ....	340
2.2.2.6.1.3 Le mâchefer : un indicateur de la limite supérieure de l'intervalle de temps nécessaire à la formation du niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.....	340
2.2.2.6.1.4 L'archéométrie des matériaux .....	341
2.2.2.6.1.5 Conclusion.....	341
2.2.2.6.2. Datations à l'O.S.L.....	341
2.2.2.7. Conclusion.....	343
2.3. La différence de morphogenèse entre lits majeurs exceptionnels et terrasses holocènes .....	346
2.3.1. Les particularités de la terrasse holocène de l'Argent-Double .....	347
2.3.1.1. Sa granulométrie .....	347
2.3.1.2. Son âge .....	347
2.3.1.2.1. La concordance amont-aval .....	348
2.3.1.2.2. La terrasse de l'Argent-Double s'intègre t-elle aux chronologies du Petit Age Glaciaire déjà établies... ?.....	348
2.3.1.2.2.1 ...d'un point de vue climatique ? .....	348
2.3.1.2.2.2 ...d'un point de vue hydrologique ?.....	349
2.3.1.2.2.3 ...d'un point de vue des enregistrements sédimentaires ? ....	350
2.3.2. Elaboration d'un « modèle qualitatif » morpho-topo-lithologique .....	355
2.4. Conclusion du chapitre.....	357
L'exemple de la Cèze à Saint-André-de-Roquepertuis (figure 160).....	358
L'exemple de l'Eze à Pertuis (figure 161 et figure 162).....	360
Conclusion et perspectives .....	363
<b>Les apports à la méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables .....</b>	<b>365</b>
<b>Les apports à la chronologie holocène de l'évolution des hydrosystèmes fluviaux.....</b>	<b>366</b>
<b>Les perspectives .....</b>	<b>367</b>
<i>Confronter la méthode hydrogéomorphologique à d'autres méthodes de détermination des zones inondables afin de démontrer son efficacité .....</i>	<i>367</i>
L'approche géographique de Lambert et Prunet (2000) : l'exemple de la Garonne à l'aval de Toulouse.....	368
La méthode développée par l'école italienne .....	369
<i>L'applicabilité de la méthode hydrogéomorphologique à d'autres domaines climatiques .....</i>	<i>370</i>
L'applicabilité de la méthode au Xinjiang (Chine de l'Ouest) : un intérêt double (Wulamu, en cours) .....	370
L'applicabilité de la méthode aux cours d'eau du Massif Armoricain (Bretagne).....	371
<i>La ré-interprétation de travaux antérieurs .....</i>	<i>373</i>
La réinterprétation de travaux anglo-saxons .....	373
Tunisie centrale et méridionale .....	375
Le Haut-Rhône en amont de Lyon .....	375
Références bibliographiques .....	379
- A - .....	381

- B - .....	382
- C - .....	385
- D - .....	387
- E - .....	388
- F - .....	389
- G - .....	390
- H - .....	391
- J - .....	391
- L - .....	392
- M - .....	393
- N - .....	395
- P - .....	395
- R - .....	396
- S - .....	397
- T - .....	398
- U - .....	399
- V - .....	399
- W - .....	400
- Y - .....	401
- Z - .....	401
Sites internet.....	401
Table des matières .....	404
Table des figures .....	416
Table des photos.....	424
Table des tableaux .....	428
Table des annexes.....	431

---

## TABLE DES FIGURES



Figure 1 :	Relations topographiques entre les lits.....	13
Figure 2 :	Cas particuliers : effacement de la limite externe de la plaine alluviale moderne.....	21
Figure 3 :	Types d'équilibre.....	24
Figure 4 :	Les mécanismes de dégradation des climats.....	25
Figure 5 :	Localisation des cours d'eau étudiés.....	34
Figure 6 :	: 1- Précipitations intenses de temps de retour 100 ans pour un pas de temps de 24 heures (calculées sur la période 1960-1994). 2- Episodes pluvieux d'intensité supérieure à 150 mm en 24 heures par station (période 1960-1994).....	39
Figure 7 :	Le bassin-versant de la Cèze et de ses affluents.....	42
Figure 8 :	Schématisation des affleurements dans le bassin-versant de la Cèze.....	46
Figure 9 :	Pluviométrie mensuelle pour le bassin-versant de la Cèze pour la période 1963-1990.....	48
Figure 10 :	Débits bruts moyens mensuels de la Cèze à Bessèges (1973-2006) et à la Roque-sur-Cèze (1961-2006).....	49
Figure 11 :	Débits spécifiques moyens mensuels de la Cèze à Bessèges (1973-2006) et à la Roque-sur-Cèze (1961-2006).....	50
Figure 12 :	Bassin-versant du Gardon et de ses affluents.....	53
Figure 13 :	Orographie et réseau hydrographique du bassin-versant des Gardons.....	56
Figure 14 :	Le climat du Gard.....	58
Figure 15 :	Le bassin-versant de l'Ouvèze.....	61
Figure 16 :	Carte lithologique des principaux terrains drainés par l'Ouvèze et ses affluents.....	64
Figure 17 :	Le climat du Vaucluse.....	65
Figure 18 :	Débits moyens interannuels de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine pour la période (1971-2002).....	66
Figure 19 :	Débits spécifiques moyens interannuels de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine pour la période (1971-2002).....	67
Figure 20 :	Localisation et principales caractéristiques du bassin-versant de l'Argent-Double.....	70
Figure 21 :	Le climat de l'Aude.....	73
Figure 22 :	Débits bruts moyens interannuels (1969-2007) à La Redorte.....	74
Figure 23 :	Débits spécifiques moyens interannuels (1969-2007) à La Redorte.....	75
Figure 24 :	Bassin-versant et réseau hydrographique de l'Orbieu.....	78
Figure 25 :	MNT dans la zone du bassin-versant de l'Orbieu à Lagrasse.....	80
Figure 26 :	Débits moyens interannuels de l'Orbieu aux stations de Montjoi, Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu.....	81
Figure 27 :	Débits spécifiques moyens de l'Orbieu aux stations de Montjoi, Saint-Martin-des-Puits et Luc-sur-Orbieu.....	82
Figure 28 :	Croquis de localisation.....	84
Figure 30 :	Le climat des Bouches-du-Rhône.....	86
Figure 31 :	Principe du modèle morpho-topographique.....	97
Figure 32 :	Image C/M de Passega.....	107
Figure 33 :	Schéma d'un spectromètre gamma de type N.....	115
Figure 34 :	Carte de l'évolution des nuages radioactifs et de la concentration moyenne nationale en $^{137}\text{Cs}$ de l'air ( $\text{mBq/m}^3$ ) au-dessus de l'Europe.....	117
Figure 35 :	Les retombées annuelles (au dépôt) et cumulées de $^{137}\text{Cs}$ ( $\text{Bq/m}^2$ ) (corrigées au 01/01/96) à Milford Haven (Angleterre) entre 1954 et 1983 (Playford et al., 1990) et à Orsay (France) entre 1970 et 1983 (données du L.M.R.E.).....	118
Figure 36 :	Schéma représentant l'évolution de la luminescence potentielle avec le temps.....	121
Figure 37 :	Méthodes d'acquisition et de traitement des données.....	132



Figure 38 :	Classification des styles fluviaux.....	135
Figure 39 :	Rivière à lit mineur rectiligne droit.....	139
Figure 40 :	Lit mineur à galets méandrique de l'Oued Bou Hamed (Tunisie méridionale). ....	140
Figure 41 :	Illustrations schématiques des caractéristiques typiques des “anabranching rivers”. Les chenaux du « channel-train » sont séparés à la fois par des levées étroites et des îles plus larges. La morphométrie des chenaux dépend de la quantité de levées et d'îles qui les séparent en basses eaux. Ces îles et levées sont inondables. ....	144
Figure 42 :	L'Oued Tataouine (Tunisie méridionale) dans sa partie aval. A : premier chenal principal rectiligne à granulométrie fine. B : talus limitant le lit mineur. C : deuxième chenal principal qui présente un style en tresses.....	146
Figure 43 :	Localisation du profil étudié et des points levés au GPS.....	150
Figure 44 :	Hauteurs d'eau qui ont recouvert le lit moyen de l'Orbieu au niveau de Luc-sur-Orbieu pour la période 1960-2005.....	153
Figure 45 :	Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit majeur ordinaire de l'Orbieu au niveau de Luc-sur-Orbieu pour la période 1960-2005.....	154
Figure 46 :	Répartition saisonnière des crues inondantes de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005. ....	155
Figure 47 :	Répartition mensuelle des crues inondantes de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005. ....	156
Figure 48 :	Localisation des profils étudiés.....	159
Figure 49 :	Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit moyen de l'Ouvèze pour la période 1935-2005. ....	164
Figure 50 :	Hauteurs d'eau qui ont submergé le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze pour la période 1935-2005. ....	164
Figure 51 :	Répartition saisonnière des crues inondantes de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 2005.....	165
Figure 52 :	Répartition mensuelle des crues inondantes de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 2005.....	166
Figure 53 :	Schématisme de l'adoucissement du talus de la terrasse par action du ruissellement diffus.....	172
Figure 54 :	Schéma de la coupe où ont été prélevés les échantillons au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ....	174
Figure 55 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ....	176
Figure 56 :	Distribution granulométrique de la fraction sableuse des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». Les valeurs sont exprimées en pourcentages.....	178
Figure 57 :	Analyse du grain moyen des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ....	179
Figure 58 :	Analyse de l'asymétrie des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ....	180
Figure 59 :	Analyse du tri des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ..	180
Figure 60 :	Cartographie des zones inondables de l'Orbieu au lieu-dit « Les Trois Chemins ». ....	182
Figure 61 :	Schématisme de l'atténuation du talus de la terrasse par accumulation dans le lit majeur. ....	183
Figure 62 :	Coupe présentant l'homogénéité des dépôts constituant le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix.....	184
Figure 63 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans le lit majeur ordinaire de l'Ouvèze à Roaix. ....	185
Figure 64 :	Cartographie hydrogéomorphologique de l'Ouvèze à Roaix. ....	187
Figure 65 :	Cartographie hydrogéomorphologique de l'Argent-Double à La Redorte. ..	189

Figure 66 : Coupe dans le lit majeur ordinaire de rive gauche de l'Argent-Double au lieu-dit « La Dinée ».....	191
Figure 67 : Diagramme triangulaire représentant la texture des échantillons DIN I.1 à DIN I.16 prélevés dans le lit majeur ordinaire de l'Argent-Double au lieu-dit « La Dinée ».....	192
Figure 68 : Evolution de la quantité de $^{137}\text{Cs}$ en fonction de la profondeur.....	193
Figure 69 : Variations des taux annuels de sédimentation dans le lit majeur de l'Argent-Double entre 1681 et 2004.....	195
Figure 70 : Variations des taux annuels de sédimentation dans le lit majeur de l'Argent-Double entre 1681 et 2004 (en considérant les enlèvements de matériel).....	196
Figure 71 : Extrait de la Carte du canal Royal de Languedoc .....	198
Figure 72 : Siphon construit sous le Canal du Midi. ....	199
Figure 73 : Evolution des taux moyens de sédimentation entre 1681 et 2004.....	200
Figure 74 : Légende des cartes représentant l'épaisseur des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ . Les teneurs en $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ sont exprimées en Bq/kg. Cette légende est valable pour les cartes du Gardon et de ses affluents ainsi que pour celles de la Cèze et de la Tave.....	205
Figure 75 : Localisation des sections de cours d'eau étudiées pour l'analyse de l'exhaussement des lits majeurs du Gardon et de ses affluents. Chaque numéro fait référence aux cartes suivantes plus précises.....	206
Figure 76 : Carte de l'Avène (affluent du Gardon) à Rousson représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	207
Figure 77 : Carte du Gardon et du Grabieux (affluent du Gardon) à Alès représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ...	209
Figure 78 : Carte du Gardon à Anduze représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	210
Figure 79 : Carte du Gardon à Attuech représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	212
Figure 80 : Carte du Gardon et de la Droude (affluent du Gardon) au niveau des communes de Brignon et de Moussac représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	213
Figure 81 : Carte de l'Esquielle (affluent du Gardon) à Saint-Geniès-de-Malgoirès représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	214
Figure 82 : Carte du Gardon à La Calmette et à Dions représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	217
Figure 83 : Carte de l'Alzon (affluent du Gardon) au lieu-dit « Pont des Charrettes » (Uzès) représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	218
Figure 84 : Carte du Gardon à Collias représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	219
Figure 85 : Carte du Gardon au Pont du Gard représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	220
Figure 86 : Localisation des sections de cours d'eau étudiés pour l'analyse de l'exhaussement des lits majeurs de la Cèze et de la Tave. Chaque numéro fait référence aux cartes suivantes plus précises. ....	222
Figure 87 : Carte de la Cèze à Rochegude représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	224
Figure 88 : Carte de la Cèze à Saint-André-de-Roquepertuis représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	225
Figure 89 : Carte de la Veyre (affluent de la Tave) et de la Tave (affluent de la Cèze) à Tresques représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , K, $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg). ....	226

Figure 90 :	Carte de la Cèze à Bagnols-sur-Cèze représentant les épaisseurs des dépôts de la crue de 2002 et les taux de $^7\text{Be}$ , $\text{K}$ , $^{228}\text{Th}$ et $^{234}\text{Th}$ (en Bq/kg).	227
Figure 91 :	Evaluation du taux de $^7\text{Be}$ en fonction de la texture des échantillons.	229
Figure 92 :	Granulométrie de la fraction sableuse des échantillons prélevés dans le lit majeur ordinaire de la Veyre à Tresques.	232
Figure 93 :	Image radar Météo France: les cumuls de précipitations des 8 et 9 septembre 2002.	236
Figure 94 :	Schéma explicatif des conséquences de l'exhaussement du plancher alluvial sur des crues passées et présentes de même récurrence	239
Figure 95 :	Cartographie hydrogéomorphologique du Tech à Amélie-les-Bains.	243
Figure 96 :	Transect de la plaine alluviale de la Cèze, en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.	247
Figure 97 :	Diagramme triangulaire représentant la texture des échantillons prélevés en surface et dans les coupes des différentes unités constituant la plaine alluviale de la Cèze sur le tronçon en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.	248
Figure 98 :	Comparaison de la distribution granulométrique de la fraction sableuse des échantillons prélevés sur la coupe du lit majeur exceptionnel (CEZ V.1 à CEZ V.5) avec celle des échantillons prélevés en lit majeur ordinaire (CEZ III.1) et dans les colluvions (CEZ VI.1).	251
Figure 99 :	Cartographie hydrogéomorphologique de la Cèze à l'aval de Saint-André-de-Roquepertuis.	254
Figure 100 :	Carte hydrogéomorphologique de la confluence de l'Esquielle et du Gardon à Saint-Geniès-de-Malgoirès.	261
Figure 101 :	Localisation des lits majeurs exceptionnels de l'Orbieu.	263
Figure 102 :	Photographie du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « les Trois Chemins ».	264
Figure 103 :	Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « La Mourède ».	266
Figure 104 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière dans le lit majeur exceptionnel du lieu-dit « La Mourède ».	268
Figure 105 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel, au lieu-dit « La Mourède ».	270
Figure 106 :	Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « La Mourède ».	270
Figure 107 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur des échantillons prélevés dans le lit majeur exceptionnel au lieu-dit « La Mourède ».	271
Figure 108 :	Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Le Faubourg ».	273
Figure 109 :	Photographie de la coupe du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « Le Faubourg ».	274
Figure 110 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans la coupe du lit majeur exceptionnel du lieu-dit « Le Faubourg ».	276
Figure 111 :	Transect de la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».	279
Figure 112 :	Photographie du lit majeur exceptionnel de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».	280
Figure 113 :	Photographies de la coupe du lit majeur ordinaire de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».	280
Figure 114 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans la plaine alluviale de l'Orbieu, au lieu-dit « Les Carbenats ».	282
Figure 115 :	Cartographie hydrogéomorphologique de l'Orbieu à Ferrals-les-Corbières.	285
Figure 116 :	Extrait de la carte de Cassini de Carcassonne (1778).	286
Figure 117 :	Représentation synthétique des coupes étudiées sur le transect 1 de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.	289

Figure 118 :	Représentation synthétique des coupes étudiées sur le transect 2 de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.....	290
Figure 119 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés en surface dans les plaines alluviales du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.....	293
Figure 120 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés dans les coupes du niveau intermédiaire nommé BRN5 du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes. ....	294
Figure 121 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire nommé BN4 du Bayon.....	296
Figure 122 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés à la tarière dans le glacié.....	297
Figure 123 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.....	301
Figure 124 :	Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.....	302
Figure 125 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BRN5.....	302
Figure 126 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.....	303
Figure 127 :	Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.....	304
Figure 128 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire BN4.....	304
Figure 129 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le glacié. ...	305
Figure 130 :	Evolution de l'asymétrie en fonction de la profondeur dans le glacié.....	306
Figure 131 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le glacié..	306
Figure 132 :	Schéma hydrogéomorphologique de la confluence du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes.....	310
Figure 133 :	Profil transversal de la plaine alluviale de rive gauche, en amont de Peyriac-Minervois.....	312
Figure 134 :	Profil transversal de la plaine alluviale de rive droite, en amont de Rieux-Minervois.....	313
Figure 135 :	Niveau intermédiaire à l'amont de Rieux-Minervois.....	314
Figure 136 :	Localisation des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double.....	315
Figure 137 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons prélevés en surface et dans les coupes dans la vallée de l'Argent-Double.....	317
Figure 138 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons (nommés CACO) prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois (quantités en %). ....	318
Figure 139 :	Diagramme triangulaire de la texture des échantillons(nommés CAT) prélevés à la tarière dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois (quantités en %). ....	319
Figure 140 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.....	322
Figure 141 :	Evolution du grain moyen en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.....	323
Figure 142 :	Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.....	324
Figure 143 :	Evolution de l'indice d'asymétrie en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire en amont de Peyriac-Minervois.....	324
Figure 144 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.....	325

Figure 145 :	Evolution de l'indice de tri en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.....	326
Figure 146 :	Image C/M des dépôts des niveaux intermédiaires de l'Argent-Double....	327
Figure 147 :	Evolution du pourcentage de matière organique en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois.....	329
Figure 148 :	Evolution du pourcentage de matière organique en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois. ....	329
Figure 149 :	Evolution du pourcentage de $\text{CaCO}_3$ en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Rieux-Minervois. ....	331
Figure 150 :	Evolution du pourcentage de $\text{CaCO}_3$ en fonction de la profondeur dans le niveau intermédiaire, en amont de Peyriac-Minervois.....	332
Figure 151 :	Niveau intermédiaire à l'amont de Rieux-Minervois.....	334
Figure 152 :	Exemple de profils en travers obtenus pour le bief 3.....	334
Figure 153 :	Profils en long et lignes d'eau résultantes du bief 3.....	335
Figure 154 :	Graphique de la densité de probabilité de la dose équivalente de l'échantillon FRA1. ....	342
Figure 155 :	Graphique de la densité de probabilité de la dose équivalente de l'échantillon FRA3. ....	342
Figure 156 :	Cartographie hydrogéomorphologique de l'Argent-Double. ....	345
Figure 157 :	Remblaiements holocènes et historiques du Ravin de Beaume. Vallée de la Bléone (Digne). ....	351
Figure 158 :	Coupe de la terrasse historique en rive droite du Ravin de Beaume. ....	352
Figure 159 :	La périodisation détaillée des crises détritiques finiholocènes. ....	353
Figure 160 :	.Cartographies hydrogéomorphologiques de la Cèze, à l'aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....	359
Figure 161 :	Réinterprétation de la cartographie hydrogéomorphologique de l'Eze, à Pertuis. ....	361
Figure 162 :	Cartographie hydrogéomorphologique de l'Eze à Pertuis.....	362
Figure 163 :	Ré-interprétation des observations faites par Walling et al. (1992) sur la « River Culm » (A) et sur la « River Severn » (B).....	374
Figure 164 :	A : Carte des formations holocènes de la plaine alluviale du Rhône en amont de Lyon. <sup>1</sup> B : Datation absolue des unités spatiales des plaines du Rhône et de la Saône. <sup>2</sup> C : Landforms and sedimentary units of the Rhône alluvial plain in the Lyon area. <sup>3</sup> ....	377
Figure 165 :	Cartographie hydrogéomorphologique de la rive droite du Haut-Rhône, en amont de Lyon. ....	378



---

## TABLE DES PHOTOS



Photo 1 :	Crue de septembre 2002 de la Cèze, au pont de Chusclan. ....	9
Photo 2 :	Crue de l'Orbieu du 15 novembre 2005, à Luc-sur-Orbieu. ....	31
Photo 3 :	Crue des 8 et 9 septembre 2002 (Gardon au Pont du Gard). ....	91
Photo 4 :	Illustration de la technique de prélèvements, avec le faitout, des échantillons permettant de définir l'épaisseur des dépôts de la crue de 2002. ....	96
Photo 5 :	Disque pour la détermination de la dose équivalente par la technique du grain unique. ....	123
Photo 6 :	Déchets qui pourront être transportés et piégés dans les sédiments lors des crues. Oued Koutine (Tunisie méridionale). ....	125
Photo 7 :	Véhicule transporté et déposé par le Groseau lors de la crue du 22 septembre 1992 (Vaucluse). ....	126
Photo 8 :	Boîte de conserve piégée dans les dépôts de la crue de 1969 de l'Oued Chaâl-Tarfaoui (Tunisie centrale). ....	126
Photo 9 :	Goudron piégé dans les dépôts de la crue de 1969 de l'Oued Chaâl-Tarfaoui (Tunisie centrale). ....	127
Photo 10 :	Crue de l'Ouvèze à Vaison-La-Romaine, le 22 septembre 1992. ....	133
Photo 11 :	Lit mineur sableux, méandrique de l'Oued Leben (Tunisie méridionale). ..	140
Photo 12 :	Lit mineur à galets, en tresses, à l'amont de l'Oued Kheroua (Tunisie méridionale). ....	141
Photo 13 :	Lit mineur à galets, anastomosé de l'Oued Kheroua (Tunisie méridionale). ..	142
Photo 14 :	Lit mineur sableux d'une « anabranching river » : l'Oued Batha (Tunisie méridionale). ....	144
Photo 15 :	Lit mineur gravelo-sableux, tressé et méandrique de l'Oued Tataouine dans sa partie amont (Tunisie méridionale). ....	145
Photo 16 :	Lit mineur de l'Oued Médenine à Médenine (Tunisie méridionale). ....	147
Photo 17 :	Crue des 12 et 13 novembre 1999 de l'Argent-Double, en amont de Rieux-Minervois. ....	169
Photo 18 :	Tranchée effectuée à la pelle mécanique dans le lit majeur ordinaire en rive gauche de l'Argent-Double à La Redorte, à proximité de la Dinée. ....	190
Photo 19 :	Siphon permettant au Ruisseau d'Aiguille de passer sous le Canal du Midi. ....	201
Photo 20 :	Aqueduc traversant la plaine alluviale du Ruisseau d'Aiguille. ....	202
Photo 21 :	Prélèvement dans le quartier des « Prés-Saint-Jean », à Alès. ....	208
Photo 22 :	Prélèvement à l'aval de la passerelle du pont, dans le lit mineur du Grabieux, en rive gauche, à Alès. ....	208
Photo 23 :	Prélèvement sur le court de tennis dans le lit majeur ordinaire du Gardon, à Attuech. ....	211
Photo 24 :	Prélèvement dans le lit majeur ordinaire du Gardon, à Attuech. ....	212
Photo 25 :	Prélèvement dans un fossé, le long de la route D374 le lit majeur ordinaire du Gardon, à Saint-Geniès-de-Malgoirès. ....	214
Photo 26 :	Hauteur d'eau dans le lit majeur ordinaire, à la cave coopérative de Dions. ....	215
Photo 27 :	Prélèvement dans le lit majeur ordinaire, au nord de la cuve orientale de la cave coopérative de Dions. ....	215
Photo 28 :	Prélèvement dans le champ, juste au nord de la cave coopérative de Dions, en lit majeur ordinaire. ....	216
Photo 29 :	Prélèvement sur la margelle d'un bassin, dans le lit majeur ordinaire au pied de la mairie de Rochegude. ....	223
Photo 30 :	Lit majeur ordinaire de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....	245
Photo 31 :	Lit majeur exceptionnel de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....	246
Photo 32 :	Talus du lit majeur exceptionnel de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....	246

<i>Photo 33 : Prélèvements effectués dans les colluvions du glacis en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....</i>	<i>249</i>
<i>Photo 34 : Prélèvements effectués dans le lit moyen de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....</i>	<i>250</i>
<i>Photo 35 : Maison construite en 1839 dans le lit majeur de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis. ....</i>	<i>253</i>
<i>Photo 36 : Coupe du niveau intermédiaire à Saint-Geniès-de-Malgoirès. ....</i>	<i>256</i>
<i>Photo 37 : Morceau de faïence retrouvé dans la coupe du niveau intermédiaire de Saint-Geniès-de-Malgoirès. ....</i>	<i>259</i>
<i>Photo 38 : Lit majeur ordinaire du Bayon en déstockage. ....</i>	<i>291</i>
<i>Photo 39 : Crue de l'Hérault du 30 janvier 2006 (basse vallée). ....</i>	<i>363</i>

---

## TABLE DES TABLEAUX





Tableau 1 :	<i>La Cèze et ses principaux affluents.</i>	43
Tableau 2 :	<i>Précipitations moyennes annuelles dans différentes stations pluviométriques du bassin-versant de la Cèze.</i>	47
Tableau 3 :	<i>Principaux cours d'eau du bassin-versant du Gardon.</i>	55
Tableau 4 :	<i>Principaux affluents de l'Ouvèze.</i>	62
Tableau 5 :	<i>Les affluents de l'Argent-Double et leurs caractéristiques.</i>	71
Tableau 6 :	<i>Population du bassin-versant de l'Argent-Double.</i>	76
Tableau 7 :	<i>Principales caractéristiques des affluents de l'Orbieu.</i>	79
Tableau 8 :	<i>Echelle de tri du sédiment.</i>	104
Tableau 9 :	<i>Caractéristiques des rivières sableuses et des rivières graveleuses.</i>	137
Tableau 10 :	<i>Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure.</i>	151
Tableau 11 :	<i>Historique des crues de l'Orbieu à Luc-sur-Orbieu de 1960 à 2005. 3,82 : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. 5,98 : crues qui ont inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire. 10, 50 : crue de novembre 1999 ayant inondé le lit moyen, le lit majeur ordinaire et le lit majeur exceptionnel.</i>	152
Tableau 12 :	<i>Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure du Pont Neuf.</i>	160
Tableau 13 :	<i>Altitudes minimales et valeurs seuils des cotes de submersion des différentes unités géomorphologiques calculées au niveau de la station de mesure en amont du Pont Neuf.</i>	161
Tableau 14 :	<i>Historique des crues de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1935 à 1993. 3,25 : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. &gt;3,4 crue de septembre 1992 ayant inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire.</i>	162
Tableau 15 :	<i>Historique des crues de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine de 1993 à 2005. 3,20 : crues qui n'ont inondé que le lit moyen. 7,63 crue qui ont inondé le lit moyen et le lit majeur ordinaire. 26,3 ? : valeur improbable.</i>	163
Tableau 16 :	<i>Les taux d'accumulation sur quatre périodes entre 1681 et 1999.</i>	194
Tableau 17 :	<i>Teneur en <math>^{234}\text{Th}</math>, <math>^{228}\text{Th}</math> et en K (en Bq/kg) des échantillons prélevés dans le bassin-versant de la Cèze.</i>	234
Tableau 18 :	<i>Teneur en <math>^{234}\text{Th}</math>, <math>^{228}\text{Th}</math> et en K (en Bq/kg) des échantillons prélevés dans le bassin-versant du Gardon.</i>	235
Tableau 19 :	<i>Teneur en <math>\text{CaCO}_3</math> des échantillons prélevés dans la plaine alluviale de la Cèze en aval de Saint-André-de-Roquepertuis.</i>	252
Tableau 20 :	<i>Résultats de la calcimétrie et de l'évaluation qualitative de la teneur en mica.</i>	258
Tableau 21 :	<i>Les indices granulométriques des échantillons prélevés au lieu-dit «Le Faubourg».</i>	277
Tableau 22 :	<i>Les indices granulométriques des échantillons prélevés au lieu-dit « Les Carbenats ».</i>	283
Tableau 23 :	<i>Les indices granulométriques des échantillons prélevés en surface dans les plaines alluviales fonctionnelles et l'encaissant du Bayon et du Ruisseau de Roques-Hautes. ..</i>	300
Tableau 24 :	<i>Quelques débits sur des bassins-versants de L'Hérault, du Gard et des Pyrénées orientales.</i>	337
Tableau 25 :	<i>Hauteurs de pluie remarquables dans le midi méditerranéen français. ....</i>	339
Tableau 26 :	<i>Détermination de l'âge des échantillons FRA1 et FRA3.</i>	343

---

## TABLE DES ANNEXES



Sommaire des annexes.....	435
ANNEXE 1. : Résultats des analyses sédimentologiques .....	437
ANNEXE 1.1. : Analyses granulométriques .....	439
ANNEXE 1.1.1. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant de l'Argent-Double .....	440
ANNEXE 1.1.2. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant de l'Orbieu .....	588
ANNEXE 1.1.3. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant de l'Ouvèze .....	633
ANNEXE 1.1.4. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant du Bayon .....	646
ANNEXE 1.1.5. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant de la Cèze .....	694
ANNEXE 1.1.6. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant du Gardon.....	725
ANNEXE 1.1.7. : Echantillons prélevés dans le bassin-versant du Ravin de Beaume .....	777
ANNEXE 1.1.8. : Echantillons prélevés dans la vallée du Haut-Rhône .....	781
ANNEXE 1.2. : Morphoscopie des quartz.....	792
ANNEXE 2. : Résultats des analyses isotopiques (échantillons prélevés dans les bassins-versants du Gardon et de la Cèze).....	797
ANNEXE 3. : Données hydrologiques .....	801
ANNEXE 3.1. : Inventaire des crues de l'Orbieu de 1960 à 2005 (station de Luc sur Orbieu) .....	803
ANNEXE 3.2. : Historique des crues de l'Ouvèze de 1226 à 1994 .....	817
ANNEXE 3.3. : Crues de l'Ouvèze à Vaison la Romaine de 1935 à 1994 .....	824
ANNEXE 3.4. : Données hydrologiques de l'Ouvèze de 1994 à 2005 .....	827



---

## **Résumé**

*A travers l'étude des différentes unités qui constituent la plaine alluviale, la méthode hydrogéomorphologique permet de définir aisément la zone inondable du cours d'eau. Cette thèse a donc pour objet de contribuer à l'amélioration de la méthode. Un chapitre est consacré à la compréhension des processus hydrodynamiques qui animent la plaine alluviale fonctionnelle, donnant ainsi une réalité hydrologique aux unités qui la constituent afin que l'aléa qui leur est associé soit mieux défini. A travers les exemples de l'Orbieu et de l'Ouvèze, la présence de lit moyen et de talus séparant les différents lits, sur les cours d'eau méditerranéens a été justifiée. Un second chapitre développe les différents exemples pris sur l'Argent-Double, l'Orbieu, le Bayon, le Gardon, la Cèze et l'Ouvèze, à partir desquels une typologie des différents contacts entre la zone inondable et l'encaissant a été établie. Les lits majeurs exceptionnels et les terrasses holocènes (formes récemment mise en évidence du point de vue de la recherche appliquée) ont été caractérisées et une traduction cartographique est proposée en accord avec la sémiologie graphique et les attentes nécessaires à l'élaboration des documents réglementaires comme les Plans de Prévention des Risques d'Inondation et les Atlas de Zones Inondables. Leur étude apporte des compléments à la chronologie de l'évolution des hydrosystèmes fluviaux à l'Holocène récent.*

**Mots-clefs** : cartographie hydrogéomorphologique, zones inondables, encaissant, Holocène.

---

## Contribution to the improvement of the hydrogeomorphological method of determination of the liable-to-flooding areas.

### **Abstract**

*Through the study of unities which constitute the alluvial plain, the hydrogeomorphological method allows to delimit easily the stream's liable-to-flooding areas. The object of this thesis is to contribute to the improvement of the method. A chapter is dedicated to the understanding of the hydrodynamics processes of the functional alluvial plain. A hydrological reality is given to the unities which constitute it, to better defined the hazard which is linked to its. Through examples of Orbieu and Ouvèze, the presence of intermediate flow channel and bank separating the different beds, on Mediterranean rivers was justified. A second chapter develops examples taken on Argent-Double, Orbieu, Bayon, Gardon, Cèze and Ouvèze, from which a typology of the different contacts between the liable-to-flooding areas and the embankment was established. Exceptional floodplains and holocene terraces were characterized and a cartographic translation is proposed in agreement with graphic semiology and constraints necessary for the elaboration of the official documents like French risk prevention plans of floods (PPRI) and atlases of liable-to-flooding areas (AZI). Their study brings complements to the chronology of the evolution of river hydrosystems in recent Holocene.*

**Key-words** : hydrogeomorphological mapping, liable-to-flooding areas, embankment, Holocene.

---

**Formation doctorale** : Géographie Physique et Humaine, Aménagement, Urbanisme.

---

UMR 6012 ESPACE - Université d'Aix-Marseille I  
29, avenue Robert Schuman  
13621 Aix-en-Provence

---